

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**A DRÁVA HORVÁT-MAGYAR SZAKASZÁN A VÍZJÁRÁS ÉS A
MEDERDINAMIKA VIZSGÁLATA**

Doktori (Ph.D.) értekezés

ANDRÁSI GÁBOR

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea

**Szeged
2015**

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK	1
2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK.....	4
2.1. Alluviális vízfolyások morfológiai jellemzői	4
2.1.1. A vízfolyások medermintázata	4
2.1.2. Kanyarulatfejlődés és kanyarulatvándorlás	8
2.1.3. Övzátonyok fejlődése és az azt befolyásoló tényezők	10
2.1.4. Partpusztulás és az azt befolyásoló tényezők	11
2.2. Folyóvízi szigetek kialakulása és formálódásuk	12
2.2.1. A szigetek kialakulása és típusai	13
2.2.2. Medertágulatok szerepe a szigetképződésben	16
2.2.3. Szigetek pusztulása	17
2.2.4. Szigetvándorlást befolyásoló tényezők	18
2.2.5. Szigetek szerepe a vízfolyásokban	18
2.3. Emberi beavatkozások hatása a folyó és a meder alakulására	19
2.3.1. Völgyzárógáták és duzzasztók	20
2.3.2. Kanyarulat-átvágások és mederkiegyenesítések	22
2.3.3. Terelőművek (sarkantyúk) és partbiztosítások	23
2.3.4. Mederből történő bányászat	23
2.3.5. Árvízvédelmi töltések	24
3. KUTATÁSI TERÜLET	25
3.1. A Dráva hidrológiai jellemzői	25
3.2. A Dráva szabályozás előzményei és végrehajtása	27
3.3. A mintaterületek bemutatása	29
4. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK.....	31
4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata	31
4.2. A meder, a szigetek és a kanyarulatok változásainak hosszú távú vizsgálata	32
4.3. Kiválasztott mintaterületeken a szigetek és kanyarulatok fejlődésének részletes vizsgálata	34
5. EREDMÉNYEK	36
5.1. A Dráva hidrológiájának alakulása 1901 és 2014 között	36
5.1.1. A jellegzetes vízállások alakulása	36
5.1.2. A vízhozam alakulása az 1960 és 2014 közötti időszakban	39
5.1.3. Az árvizes napok számának és visszatérési idejének alakulása 1901 és 2014 között	42
5.1.4. Vízállás és vízhozam tartósságok alakulása a barcsi vízmércén	44
5.1.5. A havi vízjárás változása 1901 és 2014 között	46
5.1.6. Napi vízjárás alakulása a Dráva őrtilosi és barcsi szelvényében	48
5.2. A Dráva medrének morfológiai változásai	50

5.2.1. A vízfelszín területének és a meder szélességének alakulása.....	51
5.2.2. A szigetek változásai	53
5.2.2.1. A szigetek számának és területének alakulása a kialakulásuk szerint	54
5.2.2.2. A szigetek fejlődési állapota.....	56
5.2.2.3. A szigetek egymáshoz viszonyított gyakorisága	58
5.2.2.4. A szigetek alakjának alakulása	60
5.3. A vizsgált paraméterek együttes alakulása két jellegzetes egységben	62
5.4. Antropogén hatásra kialakult szigetek fejlődése a Dráván	67
5.5. A Dráva felső szakaszán található kanyarulatok tér- és időbeli fejlődése.....	72
5.5.1. Donja Dubrava-i és gölei kanyarulatok fejlődése	72
5.5.2. A heresznyei és a bolhói kanyarulatok fejlődése	82
5.6. A Dráva meder fonatosságának és kanyargósságának tér- és időbeli változásai	90
6. ÖSSZEFOGLALÁS.....	96
6.1. A Dráva hidro-morfológiai változásai a 19. század végétől napjainkig	96
6.2. A sziget- és kanyarulatfejlődés sajátosságai a Dráva kavicsos medrű szakaszán ...	103
.....	103
6.2.1. Szigetfejlődés sajátosságai.....	103
6.2.2. A kanyarulatfejlődés sajátosságai	104
6.3. A hidro-morfológiában végbement változások és lehetséges következményeik	107
7. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	109
8. IRODALOMJEGYZÉK.....	110
9. SUMMARY	117

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK

A társadalom számára mindig is jelentős szereppel bírtak a medrűket és vízszintjüket állandóan változtató folyók, hiszen kedvező feltételeket biztosítottak a megtelepedéshez, közlekedési útvonalként szolgáltak, és a folyó menti közösségek gazdasága is a vízfolyásokhoz alkalmazkodott. Ugyanakkor a folyók nem csak összekötötték az egyes kultúrákat és országokat, hanem sok esetben el is választották azokat egymástól. Emellett nem csak eltették a mellettük élő közösségeket, hanem gyakran el is pusztították az ember által létrehozott környezetet. A civilizáció fejlődésével egyre erőteljesebbé vált a folyók életébe való beavatkozás, ami főként a 18-19. századtól kezdődően erősödött fel. Ennek köszönhetően mára a legtöbb folyó többé-kevésbé átalakult és elvesztette egykori természetességét.

A meder-szabályozásokat és ármentesítéseket elsősorban gazdasági célból végezték (Szabó 2006). Például az árterületek menetesítésének és a vízenyős területek lecsapolásának az elsődleges célja a szántóterületek bővítése volt (Somogyi 2000). A települések árvizekkel szembeni védelme nagy figyelmet kapott és kap ma is, ugyanis a folyókon levonuló árvizek gyakran okoznak jelentős pusztításokat. Emellett a mederrendezések lényeges szempontjai közé tartoznak a vízi közlekedésből adódó gazdasági érdekek és a folyókat teljes mértékben átalakító, villamos energiát termelő vízerőművek. Emellé társul még a vízgyűjtő területeken végzett emberi tevékenység (pl. területhasználat megváltoztatása) is, azonban ezek általában kisebb mértékben hatottak a folyókra, mint a medrűket ért direkt változtatások. A folyók morfológiai és hidrológiai jellegzetességeit, viszont nemcsak a mederrendezés céljából végzett antropogén tevékenységek formálták át, hanem a nagymértékű mezőgazdasági és ipari célú vízkivétel és a medrűkből történő intenzív kavics- és homokbányászat is.

Véleményem szerint a legjelentősebb változásokat okozó antropogén beavatkozásnak a folyókon felépített vízerőművek tekinthetők. Hatásuk azért is jelentős, mivel éles törést képeznek a folyón, amelyek nagymértékben megváltoztatják a hidrológiáját. Ebből kifolyólag a vízerőmű komoly akadályként funkcionál, mely a folyót, mint rendszert kettéosztja (Brierley és Fryirs 2005). A fent említett beavatkozásokat, azonban gyakran nem lehet külön-külön vizsgálni, mivel egy időben többféle antropogén hatás is érheti a folyókat, amelyek egymás hatását felerősíthetik, vagy éppen kioltathatják.

Magyarország területén már a római korban is voltak vízrendezési munkálatok, lokális árvízvédekezés, csatornázások és mocsarak lecsapolása formájában (Ihrig 1973). A honfoglalást követően is főként ezek a beavatkozások voltak jellemzőek, azonban a nagy árvízi kockázatot hordozó nagyobb folyókon nem történtek jelentős munkálatok. A török korban a korábbi vízepítési tevékenységek során létrehozott létesítmények és vízi utak szinte teljesen tönkrementek. Ennek következtében hatalmas kiterjedésű elmocsarasodott területek jöttek létre, amelyeknek a vízrendezése és az addig szabadon fejlődő folyóknak a mederrendezése a 18. században indult el. Andó (2002) szerint a nagyobb folyókon ekkor még csak kisebb, lokális munkálatokat végeztek, illetve többnyire csak tervek készültek.

A szabályozási munkálatok hatására megváltozott a folyók esése, így a vízsebességük is, melynek eredményeként jelentősen átalakult a meder morfológiája, így a meder mintázata is módosulhatott (Surian és Rinaldi 2003, Fiala et al. 2006). A vízerőművek és a mögöttük lévő tározók megépítése után jellemzően a vízjárásában léptek fel komoly változások, miközben a hordalékháztartás teljes mértékű átalakulása is meghatározó, ugyanis ezek a létesítmények nemcsak a vizet, hanem a hordalék (főként a fenékhordalék) jelentős részét visszatartják a tározóterekben. Knighton (1998) és Goudie (2000) szerint a hordalékhiányból adódó tisztavíz erózió következményeként intenzív bevágódási folyamat léphet fel, melynek hatására az erőművek alvízi szakaszán jelentős változások mennek végbe a mederben (Rákóczi 1989).

A nagy folyók (pl. Tisza és Duna) kanyarulat-átmetszésekkel járó szabályozási munkálatai a 19. században zajlottak (Ihrig 1973, Somogyi 2000), míg a kisebb folyók szabályozása időben eltért (pl.: a Maros szabályozása néhány évtizeddel megelőzte a Tiszáét). A hajózási útvonal lerövidítése érdekében kanyarulat-átvágásokat végeztek a Maroson. Ennek következtében átalakult a meder mintázata, amellyel az eredetileg megvalósítani kívánt cél ellenkezőjét érték el, azaz hajózhatatlanná vált a folyó (Kiss és Sipos 2004). Ezek a munkálatok többnyire már nem lokális beavatkozások voltak, hanem a folyók teljes (síksági) szakaszát érintették. A mederszabályozást kiegészítette az ármentesítés, ugyanis ekkor már nem csak bizonyos települések és területek védelme érdekében épültek árvízvédelmi töltések, hanem a folyók szinte teljes hosszában, egész országrészek védelme céljából. A nagy vízfolyásaink napjainkban is jellemző képe, ezeknek a szabályozási és ármentesítési munkálatoknak köszönhetően alakult ki. A 20. század elejétől a mérnöki beavatkozások új jelleget öltöttek, hiszen megkezdődött a partbiztosítások és sarkantyúk, vízerőművek és duzzasztók építése és akár hosszabb folyószakaszokat is teljes mértékben csatornáztak (Szilvássy 2004, Szabó 2006).

A Dráván már az 1700-as évek végén megindultak, de leginkább a 19. században teljesebben ki a kanyarulat-átmetszések révén a szabályozási munkálatok (Ihrig 1973, Varga 2002), amelynek során a Mura-torkolat (Őrtilos) és a dunai torkolat közötti szakaszon nagyszámú (62 db) kanyarulatot vágtak át, ezzel jelentősen lerövidítve a folyó hosszát (György és Burián 2005). A folyót a 20. század során tovább szabályozták, de itt már főként a mederbe épített műtárgyak révén (partbiztosítás és terelőművek), illetve az 1900-as évek elejétől kezdve vízerőműveket állítottak üzembe a felső szakaszán (Litauszki és Crkvenjakov 1986, Schmidt 2007). Ezen mérnöki beavatkozásokkal egyidejűleg intenzív kavicsbányászat is folyt. Az antropogén beavatkozások eredményeként pedig jelentős hidro-morfológiai változások indultak el a Dráván (Bonacci és Oskoruš 2008, 2010), amit elősegített a nagy esése és a jelentős fenékhordalék hozama.

A 19. századi folyószabályozási munkálatok előtti időkben a magyarországi folyókon gyakoriak voltak a szigetek, viszont a szabályozások után ezek többnyire eltűntek (Gurnell és Petts 2002, Sipos és Kiss 2004). Az antropogén hatások következtében nemcsak pusztulhatnak a szigetek, hanem újra meg is jelenhetnek a folyóban, méghozzá a mederbe épített terelőművek (sarkantyúk) hatására. Ilyen szigetek nagy számban fordulnak elő a Duna magyarországi szakaszán is. Viszont ezek sokkal rövidebb életű képződmények, mint akár egy mederközepe sziget, ugyanis a sarkantyúk miatt nemcsak dinamikusán épülnek, hanem a parthoz is gyors ütemben kapcsolódnak.

A Dráva Őrtilos és Barcs közötti szakaszán kevés mederszabályozási műtárgy található (Remenyik 2005), melynek köszönhetően olyan folyamatok is (pl. aktív sziget és övzátony képződés) jellemzőek, amelyek a hasonló nagyságú hazai folyókon (Duna, Tisza), azok sokkalta nagyobb mértékű szabályozottsága miatt kevésbé fordulnak elő (Závoczky 2005). Kijelenthető, hogy a Dráva meder-dinamikája és a medrében lévő képződmények (zátonyok és szigetek) változásai kevésbé feltártak, melyben szerepet játszhat az a tényező is, hogy évtizedekig szigorúan őrzött határterület volt.

A kutatásom fő célja annak meghatározása, hogy a 19-20. században – főként antropogén hatásokra – bekövetkező hidro-morfológiai változásokra miként reagált a Dráva. Ezekre milyen válaszokat adott a folyó és a beavatkozások időben és térben mekkora hatósugárral rendelkeztek.

A kutatásban *célomnak* tekintem annak feltárását, hogy:

1. Miként alakult a Dráva vízjárása az elmúlt 114 év alatt?

A folyók morfológiai átalakulását (részben) irányító tényezők megismeréséhez elengedhetetlen a vízjárás és az abban bekövetkezett változások vizsgálata. A vízjárás természetes hatások következtében is módosul, azonban az utóbbi évszázadokban

leginkább az emberi hatások határozták meg. Mivel a Drávát erőteljesen szabályozták és több vízerőművet is építettek rajta az elmúlt 100 évben, így a vízjárása jelentősen módosult. Ezért szeretném feltárni, hogy ezen létesítmények hosszú és rövid távon hogyan módosították a levonuló vizeket. A kutatásban így célul tűztem ki az árvizek, a kis- és közepes vizek és vízhozamok változásainak vizsgálatát, illetve a napi vízjárás alakulásának, így a csúcsra járatott vízerőművek hidrológiai következményeinek elemzését.

2. *Hogyan változtak a Dráva horvát-magyar szakaszán a meder paraméterei?*

A Dráva vizsgált szakaszán a mederfejlődést indirekt módon befolyásolják a vízerőművek, míg direkt módon a mederszabályozási munkák. Ennek ellenére több olyan szakasz is található, amelyek még jelenleg is szabadon, direkt hatásoktól mentesen formálódnak (György és Burián 2005). Célul tűztem ki a teljes mederhosszban a meder egyes morfológiai paramétereinek (vízfelület kiterjedése, meder szélesség, fonatosság és kanyargósság) értékelését, hogy feltárjam az antropogén tevékenységek morfológiai hatásait. Ugyanakkor kisebb mintaterületeken a kanyarulatok fejlődését vizsgálom meg, hiszen az övzátóny-felszínek és az erodálódó partok dinamikus változásai szoros kapcsolatba állíthatók a vízjárás alakulásával. A meder és a kanyarulatok fejlődésének vizsgálatával következtetek a folyó morfológiai változásának tér- és időbeliségére, melyeket a Drávára jellemző nagyszámú szigetben bekövetkezett változásokkal együtt vizsgálók.

3. *Hogyan módosultak a szigetek típusai, miként változott számuk és területük a Drávát ért különböző emberi hatások következtében?*

A szigetek tér- és időbeli változását alapvetően meghatározzák a szabályozási munkálatok és a vízerőművek, így szoros kapcsolatba hozhatók a hidromorfológiájában végbement módosulásokkal. Mivel egy folyórendszernek, – így az ökológiai hálózatának – szerves elemei, érzékenyen és viszonylag gyorsan reagálhatnak a folyón bekövetkező természetes vagy mesterséges eredetű változásokra, ezért információt adhatnak a folyómederben zajló folyamatokról (Wyrick és Klingeman 2011). Céлом a vizsgált 236 km hosszú szakaszon a szigetekben és azok morfológiai paramétereiben történt változások vizsgálata, amiből következtetek a folyót ért hatások mértékére és hatás-távolságára. Nagyobb méretarányban szeretném bemutatni a szigetek épülését és fejlődését, melynek elemzéséhez olyan szigeteket választottam ki, amelyek közvetlen antropogén hatás (sarkantyú) által érintettek. Ezzel nem csak a Drávára jellemző, hanem általánosságban a direkt emberi hatás által befolyásolt szigetfejlődést szeretném megvizsgálni.

A kutatás eredményei a vízrendezési és ártér-rehabilitációs tervek során is felhasználhatók. Például a parterózió miatt árvízvédelmi létesítmények, hidak is veszélybe kerülhetnek, illetve a mezőgazdasági területek kiterjedése is csökkenhet. Ezért lényeges a parthátrálás és ezzel együtt az épülés dinamikájának az ismerete. Eredményeim a napjainkban egyre fontosabbá váló élőhely-kezelési és ártér-rehabilitációs programok során is hasznosíthatóak, hiszen ezek fenntartásához elengedhetetlen a hidrológia, a formakincs és a növényzet együttes vizsgálata és értékelése. A Dráván végrehajtott beavatkozások nemcsak a folyó hidrológiáját változtatják meg (Bonacci és Oskoruš 2008, Kiss és András 2011), hanem a folyó és a hozzá kapcsolódó területek ökológiájára is veszélyt jelenthetnek (Graf 2006). A vízerőművek által okozott viszonylag hirtelen változásokhoz az élőhelyek és élőlények nem, vagy csak lassan képesek alkalmazkodni (Závoczky 2005). A Dráván található zátonyok és szigetek a Duna-Dráva Nemzeti Park fontos élőhelyei, ezért a szigetek és övzátónyok átalakulásának vizsgálata az aktív természetvédelemnek is fontos adatokkal szolgálhat, az élőhelyek fenntartása és helyes kezelése szempontjából.

2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK

A kutatás során célom a Dráva hidro-morfológiájában végbement változások vizsgálata, ezért az irodalmi adatok alapján áttekintem a meder morfológiai jellemzőit. Ezen belül a vízfolyások medermintázatának jellemzőit, majd a kanyarulatfejlődést és azon belül a külső és belső ívek formálódást vizsgáltam. Ezt követően a Drávára is jellemző szigetek kialakulásának és fejlődésének irodalmi feldolgozását végeztem el, ugyanis a kanyarulatok és szigetek fejlődése és az azokban végbement változások meghatározzák a meder morfológiai képét. Kutatásom során a folyót ért antropogén hatások vizsgálata hangsúlyos szerepet kap, melynek részletes bemutatására törekedtem. Nyilvánvaló, hogy a folyók vízjárására, illetve magára a mederre és a benne lévő formákra egyre nagyobb mértékben hatnak a markáns változásokat kifejtő emberi tevékenységek. Ezeket a hatótényezőket nem lehet egymástól függetlenül vizsgálni, hiszen bármelyikben bekövetkező kisebb vagy nagyobb mértékű változás a meder morfológiájának átalakulását eredményezhetik.

2.1. Alluviális vízfolyások morfológiai jellemzői

2.1.1. A vízfolyások medermintázata

A vizsgált Dráva szakaszon sem térben, sem időben nem azonos a meder szakaszjellege/mintázata/rajzolata, ezért ebben a fejezetben áttekintem, hogy milyen főbb medermorfológiai és dinamikai típusokat (általános jellemzőkkel) különböztetünk meg.

A hazai fluviális geomorfológiában először a Cholnoky-féle *szakaszjelleg* szerinti osztályozás jelent meg, amelyben a folyó munkavégző képessége alapján különíti el a különböző folyószakaszokat, azaz a folyó képes-e a termelt hordalék elszállítására, felső-, közép- és alsó-szakaszjellegek elkülöníthetőek-e (Cholnoky 1934). A felső szakaszjelleg nagy munkavégző képesség jellemzi, amely a hordalék elszállításához szükséges munkát is meghaladja, ezért jelentős a hordalékszállítás. Ezáltal dinamikusan mélyíti a medrét, tehát az erózió, azaz a bevágódás jellemzi. A középszakaszon mérséklődik a folyó munkavégző képessége és inkább az oldalazó erózió jellemzi, viszont még rendelkezik akkora energiapotenciállal, hogy a hordalékot tovább szállítsa. Ennél a szakaszjellemnél a folyó egyensúlyban van és kanyarog. Az alsó szakaszjellemnél a folyó munkavégző képessége jelentősen lecsökken, olyannyira, hogy nem tudja elszállítani a hordalékát, hanem lerakja azt, így zátonyokat, szigeteket és fattyúágakat hoz létre. A szakaszjellegek szerinti besorolás viszont nem megfelelő, mivel nem minden esetben olyan sorrendben fordulnak elő a szakaszjellegek, ahogy azt várnánk. Például a Duna a Vaskapunál felső-szakaszjellegű, miközben ez a folyónak az alsó szakasza (Cholnoky 1934).

Ezek az ellentmondások vezethettek a Kádár-féle *eróziós állapot* szerinti besorolás kidolgozásához, amely lényegében hasonló a munkavégző képesség alapján történő osztályozáshoz, viszont itt inkább az energiaviszony a besorolás alapja és nem a földrajzi helyzet. Ez alapján bevágódó (nagy energiájú), meanderezve bevágódó (jelentősebb energiájú), meanderezve feltöltő (kisebb energiájú) és feltöltő (kis energiájú) folyószakaszok különíthetők el (Kádár 1954).

A folyószakaszok elkülönítésére sokkal inkább alkalmasabb a *medermintázat* alapján történő osztályozás. Ez az adott folyószakasz felülnézeti, horizontális képére utal, tehát a meder geometriai paraméterei (pl. mélysége, szélessége, esése, kanyarulatok hullámhossza) és az arra ható fizikai tényezők (vízhözam, vízsebesség, meder érdesség, hordalékhozam, hordalék szemcsemérete) határozzák meg, amelyek szoros kapcsolatban állnak egymással (Leopold és Wolman 1957, Brice 1964, Knighton 1998, Bridge 2003). A mintázat alapján történő csoportosítás jobban alkalmazható, mivel markánsabban rávilágít az adott

folyószakasz energiaviszonyaira. A medermintázat egyrészt utal az adott szakasz vízjárására, esésére, a hordalék mennyiségi és minőségi jellemzőire, illetve a partot felépítő anyagra (Schumm 1985), másrészt pedig a vízgyűjtőn, az ártéren és a mederben lezajló folyamatok tér- és időbeli változásaira (Kiss 2014). Emellett a medermintázatot jelentősen befolyásolhatja a vízrendszert ért antropogén tevékenység, sőt a folyó mentén található vegetáció is (Jiongxin 1996, Magilligan és Nislow 2005, Petts és Gurnell 2005).

Kezdetben csak három fő medermintázat típust különítettek el, az egyenes, a meanderező és a fonatos mintázatot (Leopold és Wolman 1957). Megfigyelhető, hogy a vízfolyások folyamatos változása miatt a medermintázatok gyakran egymásba alakulhatnak, illetve az egyes mintázatok között átmenet alakul ki, így előfordul, hogy nehéz megállapítani az adott típust. Ilyen eset figyelhető meg a Maros alsó szakaszán, ahol morfológiailag fonatos mintázatú típust különíthetünk el, viszont egyéb paraméterei alapján (pl. esés, hordalékszállítás) a meanderező medrek közé sorolható (Sipos 2004). Ebből kifolyólag az egyes medermintázatok közötti határt nehéz meghatározni, mivel a közöttük lévő küszöbérték vízfolyásonként változhat (Sipos és Kiss 2004), így célszerűbb folyamatos átmenetről beszélni, amelyet a vízhozam, a hordalék, az esés és a vegetáció, illetve a bennük végbemenő változások határoznak meg.

Brice et al. (1978, in Schumm 1985) szintén három fő medermintázat típust különböztetett meg a kanyargósság, a fonatosság és az elágazódás vagy más néven anasztomizálás alapján. Mivel ezen paramétereket – a kanyargósságot és a fonatosságot – a kutatásom során alkalmaztam, ezért törekedtem a részletes bemutatásukra is:

A *kanyargósság* (Si) megadható a 1) meder középvonalhosszának és a völgyhossz arányaként (Brice 1964, Rosgen 1994, Knighton 1998, Garde 2006), 2) a sodorvonal hosszának és a völgy hosszának a hányadosaként, vagy 3) a folyóvölgy esésének és a meder esésének hányadosaként (Schumm 1985). Gurnell (1997) szerint a kanyargósság a meder középvonalának hossza és a meanderövíz tengely hosszának hányadosából számítható ki. A kanyargósság értéke általában 1 és 3 közé esik, de előfordulhatnak ennél kisebb és nagyobb értékek is (Morisawa 1985). Ha az értéke kisebb, mint 1,05 akkor a mintázat egyenes, ha 1,05 és 1,5 közötti, akkor kanyargós a meder, míg 1,5-ös érték felett már meanderező mintázatról beszélhetünk (Morisawa 1985, Schumm 1985).

A *fonatossági index* (Br) megadja, hogy a vizsgált mederszakaszt milyen mértékben tagolják a sodorvonalat megosztó zátonyok és szigetek (Morisawa 1985). Kiszámítása az adott szakaszon található zátonyok és szigetek kétszeres hosszának és a meder hosszának hányadosaként történik. Ha a fonatossági index értéke 1,0 akkor a meder egyágú, míg ha 5,0-nél nagyobb akkor már a meder intenzíven fonatos, viszont 3,5-nél nagyobb értékek ritkán fordulnak elő (Brice 1964, Knighton 1998, Garde 2006). A fonatossági index azonban egy eléggé bizonytalan mutató, ugyanis a zátonyok és szigetek hossza, nagyban függ a vízállástól (Morisawa 1985).

Az *elágazódás* vagy *anasztomizálás mértéke* pedig úgy számolható ki, hogy adott szakaszon a meder középvonalának hosszát elosztjuk a mellékágak hosszával (Morisawa 1985, Kiss 2014). Ez a fonatossági indexhez hasonlóan azt mutatja meg, hogy az adott folyószakaszt mennyire tagolják szigetek. Azonban itt már meghatározó kérdés a szigetek területe is, amely a fonatos és anasztomizáló mintázat közötti különbségnél lényeges tényező (Sipos 2004).

Bridge (2003) szerint a medrek két fő csoportra oszthatók, azaz az *egyszerű* és *összetett* medrekre. Az egyszerű medrek partjai éles vonalúak, amelyek közé az egyágú meder jól beágyazódott. Az összetett medreket zátonyok és szigetek tagolják, amelyek miatt több ágra szakad a vízfolyás és az egyes mederágak (gyakran) változtathatják a helyzetüket. Ez a két fő csoport tovább osztható a szakasz kanyargóssága, illetve a zátonyok és szigetek általi osztottsága révén, ami alapján négy fő medermintázat típust különíthető el. Az egyszerű

medrekhez tartozik az egyenes és meanderező mintázat, míg az összetett medrekhez a fonatos és anasztomizáló mintázat (Bridge 2003).

Az *egyenes* medrek természetes körülmények között ritkán fordulnak elő legfeljebb tektonikus hatásra alakulhatnak ki, illetve rövid szakaszon a torkolatoknál jellemzőek (Leopold és Wolman 1957). Emellett az emberi beavatkozások (pl. kanyarulat-átvágások, vízerőművek üzemvíz-csatornája) gyakran eredményeznek egyenes medreket. Azonban ezek az egyenes medrek (partbiztosítások nélkül) a megváltozó hidrológiai és morfológiai körülmények következtében elkezdhetnek kanyarogni és ezzel egy ún. *enyhén kanyargó* medermintázat alakul ki, mely átmeneti típusként értelmezhető (Schumm 1985). Itt a sodorvonal kismértékben kitér, amely a parterózió megindulását illetve az oldalzátonyok kialakulását is előidézi (Schumm 1985). Ilyen mintázat jellemezte a Maros magyarországi szakaszát a szabályozások után (Kiss és Sipos 2004).

A *meanderező* mintázatnál az erózió és az akkumuláció egyensúlyban van, így csaknem folyamatos hordalékszállítás jellemzi, a sodorvonal dinamikusan tevődik át az egyik partról a másik felé (Leopold és Wolman 1957, Lóczy 2012), így folyamatos a belső íveken az övzátony-felcsúszás épülése és a külső ívek pusztulása, tehát a kanyarulatok képződése és fejlődése (Hickin 1974, Schumm 1985). A meanderező mintázatot nagymértékben meghatározza a szállított hordalék szemcsemérete és a meder anyaga, amelyek befolyásolhatják az eróziós képességet és az erodálhatóságot is. A finomszemcsés anyagba ágyazott medrek általában keskenyek és mélyek (pl. Alsó-Tisza egyes szakaszai), míg durvaszemcsés mederanyagban széles és sekély meder alakulhat ki, mint például a Duna egyes magyarországi szakaszai (Pécsi 1991).

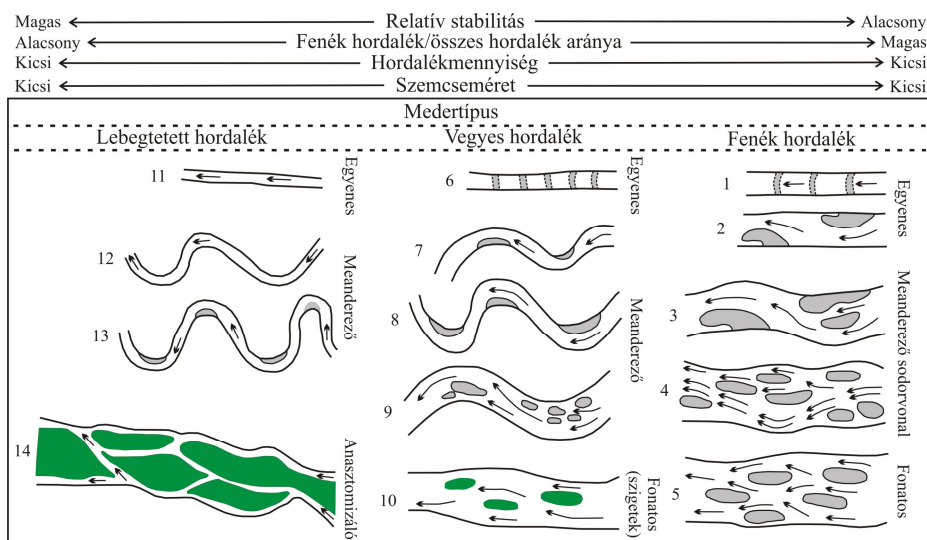
A *fonatos* mintázatnál a meder partjai párhuzamosak, viszont a folyó több ágra bomlik a mederben lévő zátonyok és szigetek révén (Leopold és Wolman 1957, Brice 1964). Ezek az ágak folyamatosan változtatják helyzetüket, ugyanis a sodorvonal helyzete gyakran változik és el is ágazik a zátonyok és szigetek miatt (Schumm 1985). Általában ezek a medrek bőséges fenékhordalékot szállítanak és nagy esésűek, így a folyómeder stabilitása kicsi (Morisawa 1985). A legtöbb esetben nincs határozottan elkülöníthető főág, helyette több, közel hasonló paraméterekkel rendelkező ág szállítja a vizet és a hordalékot (Schumm 1985). Ez a medermintázat finom és durvaszemcsés hordalékú vízfolyásokban is megjelenhet. Jellegzetessége a nagy szélesség és mélység hányados, azaz a meder akár több száz méter széles is lehet, míg a mélysége csak egy-két méter. Ha a maximális szélesség és maximális mélység hányadosa meghaladja az 50-es értéket, akkor fonatos mederről beszélünk, míg ez alatti érték esetén meanderező mintázatról (Fergusson 1987). A fonatos mintázat leggyakrabban olvadékvíz síkságokon és hordalékkúpokon jelenik meg (Lóczy 2012).

Az összetett medrek másik csoportjában, a több ágra szakadó mederben egy meghatározható főág található, és a legjelentősebb változások a mintázatban általában avulzió révén mennek végbe (Knighton 1998). Az összetett medreken belül elkülöníthetők a többszörösen elágazó (fattyúágas – Timár 2005) medrek és fonatosan szövevényes (anasztomizáló – Lóczy 2005) medrek. Ezek legfőképp abban különböznek a fonatos folyóktól, hogy itt már a zátonyok helyett inkább stabil szigetek találhatóak az erózióknak ellenálló mederben. Summerfield 1991 (in Lóczy 2005) szerint akkor többszörösen elágazó mintázatú a meder, ha a benne lévő szigetek szélessége háromszorosa a nagyvízi meder szélességének. Ilyen mintázatú volt például a szabályozások előtt a Maros hordalékkúpi szakasza (Sipos 2004). A *fonatosan szövevényes* (anasztomizáló) mintázatú meder lényegében a többszörösen elágazó medrek egyik típusának tekinthető. Az egyes ágakat stabil, fás vegetáció által stabilizált szigetek vagy ártéri szigetek választják el egymástól (Knighton és Nanson 2000). A főág jól elkülöníthető a magasabb térszínen található mellékágaktól, melyekben a főmeder bevágódása következtében csak nagyvizek idején folyik víz (Schumm 1985). További jellemzője az anasztomizáló medreknek, hogy az egyes mellékágaknak lehet

más (egyenes, kanyargós, fonatos) mintázatuk is (Schumm 1985, Nanson és Knighton 1996, Kleinhans et al. 2012). A határozott főágból a mellékágak kiválnak, majd később csatlakoznak újra a főmederhez, illetve egymáshoz is kapcsolódhatnak (Schumm 1985). Szemben a fonatos medrek mellékágaival, ez a mederág-rendszer a változó vízhozamok mellett is hosszú időn keresztül stabilnak tekinthető, amelyben jelentős szerepet játszik az ártér és az ágakat elválasztó szigetek növényzettel való borítottsága (Morisawa 1985). Megkülönböztethetünk továbbá egy ún. *vándorló* (*wandering*) medermintázatot is (Miall 1977, Alabyan és Chalov 1998), amely szintén több ágra szakad és itt is megtalálható egy elkülönülő főág, amely a meanderező folyókhoz hasonlóan kanyarog. Azonban a főág mellett több, kisebb mellékág is húzódik, amelyekre szintén jellemző a kanyargósság. Ez a mintázattípus lényegében a fonatos és a meanderező közötti átmenetként értelmezhető, mivel a hordaléka általában durva kavicsos (Timár 2005). Vándorló mintázatú a Duna főága a Szigetközben, de Tiszabecs felett a Tisza egyes szakaszai is (Timár és Telbisz 2005).

Az összetett medrek osztályozását tovább részletezte Carson (1984), aki két típusát különítette el a vándorló durvaszemcsés fenékhordalékkal rendelkező medrű vízfolyásoknak. Az első típusban nagyon gyors a kanyarulatok vándorlása és gyakran találhatók a mederben övzátonyok, így ez a típus a meanderező és fonatos mintázat közötti átmenetnek tekinthető. A második típus az anasztomizáló mintázathoz hasonlítható, mivel a meder több ágra szakadva halad a növényzettel borított szigetek között, és a meder fejlődése többnyire avulziók révén valósul meg.

Schumm (1985) összesen 14 medermintázat-típust különített el elsősorban a hordalékháztartás alapján (2.1. ábra), ami lényegében a Leopold és Wolman féle (1957) egyenes, meanderező és fonatos mintázat továbbosztásán alapul.



2.1. ábra. Medermintázatok típusai (Knighton (1998), Schumm (1985) alapján)

A természetben az egyes medermintázatok gyakran átmenetet képeznek egymás között és nehéz meghúzni közöttük a határt, ezért több átmeneti és altípust is meghatároztak a medermintázatok osztályozása során. Az osztályozást nehezíti az is, hogy a medermintázat nagymértékben vízállásfüggő, ugyanis míg magas vízállásnál egy szakaszt egyenes mintázat jellemez, addig alacsony vízállásnál a kisvízi meder meanderezhet vagy akár fonatossá is válhat (Morisawa 1985, Bridge 2003).

Leopold és Wolman (1957) szerint a medermintázatot az esés és a vízhozam alapvetően befolyásolja, s mivel ezek időben és térben is változhatnak, ezért adott szakasz medermintázata is átalakulhat. Ez tehát nem csak azt jelenti, hogy a folyó morfológiája alakul át, hanem azt is, hogy a folyórendszerben vagy a vízgyűjtő területén történt valamilyen

változás (hatás), ami magát a morfológiai változást elindította. Az előzőekhez hasonlóan Rosgen (1994) több lényeges tényezőt is leír, amelyek egy vízfolyás medermintázatának kialakulása szempontjából fontosak, azaz az esést és a vízhozamot meghatározó tényezőként írja le, de ide sorolja a folyó sebességét is. A meder paraméterei közül elsősorban a szélességet és a mélységet emeli ki, azonban a folyó által szállított hordalék fizikai tulajdonságai közül a szemcseméretet és a hordalék mennyiségét hangsúlyozza, kiemelve, hogy a mederanyag tulajdonsága is lényeges a mintázat szempontjából. Ha a medermintázat kialakulását befolyásoló paraméterek közül valamelyikben változás történik, a többi paraméter is módosul, ez pedig magának a medermintázatnak a megváltozását indíthatja el (Rosgen 1994). Magilligan és Nislow (2005) kijelenti, hogy a folyót ért antropogén hatások (vízerőmű, kavicsbányászat) – melyek a fenékhordalék mennyiségét módosítják – a medermintázat átalakulását is elindíthatják.

A medermintázat változását kiváltó tényezők lényegében két nagy csoportra bonthatók (Morisawa 1985). Az autogén tényezők a folyó belső rendszeréből és annak tulajdonságaiból következnek, ilyen például a meder áthelyeződése, vándorlása és bevágódása, illetve a kanyarulat lefüződés (Garde 2006, Kiss és Blanka 2006). Az allogén változások viszont külső hatásokra bekövetkező módosulásokat jelentenek. Ide sorolható a klímaváltozás (Morisawa 1985), a tektonizmus (Bridge 2003), vagy a folyókat nagymértékben átalakító emberi tevékenység (Surian és Rinaldi 2003). Hosszútávon a klíma lassú változása indíthat el jelentős változásokat a folyón, míg rövidtávon egy-egy szélsőséges esemény (pl. nagyobb árvíz), illetve az emberi beavatkozások. A folyókat érő behatások a víz- és hordalékjárást jelentősen megváltoztatják (Garde 2006), melynek következtében a meder paraméterei (esés, szélesség, medermintázat) nagymértékben átalakulhatnak (Kiss és Blanka 2012).

2.1.2. Kanyarulatfejlődés és kanyarulatvándorlás

A Dráva mederváltozásának egyik fontos jellemzője a kanyarulatok kialakulása és fejlődése, ezért ezt a folyamatot részletesen is áttekintem. Egy folyó akkor kezd el kanyarogni, amikor valamilyen hatásra a sodorvonal eltérítődik. Valószínűnek látszik, hogy az egyenesen vezetett folyó a mederellenállások egyenetlensége miatt kezdi meg a kanyarulatok kialakítását (Bogárdi 1942).

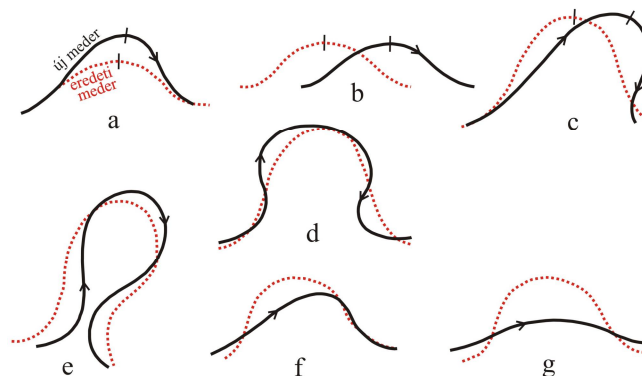
A kanyarulatfejlődés a kanyargós vagy meanderező folyóknál jellemző, ahol az egy ágból álló meder szinuszos futású, melyben zátonyok (kivéve övzátonyok) és szigetek csak ritkán fordulnak elő (Morisawa 1985). Ahogy a folyó morfológiai változásait, úgy a kanyarulatok fejlődését, így a vándorlását is több tényező, illetve ezek együttes hatása befolyásolja. A kanyarulatok fejlődését meghatározza a vízjárás, ezen belül is a vízhozam alakulása (árvizek gyakorisága), a völgy/meder esése, a völgy szerkezeti jellemzői, a szállított hordalék, illetve a meder és a part anyagának összetétele. Emellett a parterózióval szembeni ellenálló képessége, a szomszédos kanyarulatok formálódása és fejlettségi állapota, a növényzet jellege, és a napjainkban egyre gyakrabban jelentkező antropogén hatások mértéke (Bogárdi 1942, Schumm és Khan 1972, Mike 1987, Timár és Telbisz 2005, Kiss és Blanka 2012). Ezeken túl a kanyarulatok vándorlását alapvetően befolyásolja még a meder geometriája (Knighton 1998), illetve a görbületi sugár és a meder szélessége is (Kiss és Blanka 2006). A meder mélysége és szélessége is lényeges tényező, ugyanis egy sekély és széles medrű folyón sokkal kisebb a kanyargósság mértéke, mint egy keskeny és mély vízfolyásnál (Knighton 1998).

Természetes körülmények között egy kanyarulat fejlődése, annak vándorlási üteme, a kanyarulatfejlődés térbelisége a belső íven (domború oldal) található övzátony-felszín épüléséből és a külső ív (homorú oldal) partjának folyamatos pusztulásából tevődik össze (Hickin 1974), amely térben és időben is szakaszos folyamat (Malik 2005). Mindez hosszú távon csak a belső ív övzátony épüléséből látható, mivel a külső ív pusztulását nem kísérik

megmaradó morfológiai formák (Gábris 2003). Mivel a külső ívek általában a kanyarulatok csúcspontjában pusztulnak a legintenzívebben, elmondható, hogy a kanyarulatok főként folyásirányban lefelé vándorolnak (Morisawa 1985, Kiss és Blanka 2006), míg az oldalirányú vándorlásuk mérsékeltebb (Somogyi 1974). A kanyarulatképződés következtében megnövekedik a folyó hossza, ennek hatására lecsökken az esése és a sebessége is, ami az eróziós képességének mérséklődésével jár. Ugyanakkor ez a sodorvonal egyre erőteljesebb kisodródását is eredményezi, így a centrifugális erő megnő (Chen és Tang 2012) és lokálisan nagyobb lesz a munkavégző képessége.

A kanyarulatfejlődés közben a folyó átdolgozza az árteret (Timár 2005) és közben morfológiai változásokat indít el a folyón. Mivel a mederben kanyarulatok sorakoznak egymás után, az egyes kanyarulatok a szomszédos kanyarulatok fejlődésére is hatást gyakorolnak a sodorvonal helyzete révén, illetve a termelt hordalék mértékén keresztül (Blanka 2010). Ezért a kanyarulatok a fejlődésük során valamilyen mértékben torzulhatnak, amelyet tovább fokoz a partok anyagának térbeli változatossága (Mike 1987). Az erózióknak jobban ellenállóbb anyagból felépülő medrű folyókon kisebb mértékben történik deformáció a kanyarulatfejlődés során, mint a kisebb kohéziójú anyagból felépülőknél (Hickin 1974).

A kanyarulatok laterális elmozdulása és vándorlása térben többféleképpen is végbemehet (2.2. ábra), így a kanyarulatok megnyúlhatnak, áthelyeződhetnek, elfordulhatnak, illetve összetett fejlődési módot mutathatnak (Daniel 1971, Hooke és Harvey 1983, Schumm 1985, Lagasse et al. 2004). A megnyúláskor az inflexiós pontok helyzetében nem, míg a kanyarulat ívhosszában történik változás. Az áthelyeződés lényegében a folyásirányban lefelé történő elmozdulást jelenti, de ritka esetekben akár folyásiránnyal ellentétes irányba is haladhat a kanyarulat, miközben fő morфомetriai paraméterei nem változnak. Elforduláskor az inflexiós pontok helyzete alig változik, de a legerőteljesebben pusztuló partszakasz egyre lejjebb kerül, miközben az ívhossz nő, így az egész kanyarulat elfordul (Daniel 1971). Az összetett, többszörösen növekedő kanyarulatok, fejlődésük során deformálódnak és másodlagos ívek is megjelenhetnek bennük (Nanson és Hickin 1983), ilyenek például a szűrflexiós kanyarok.



2.2. ábra. A kanyarulatfejlődés típusai. a: megnyúlás; b: áthelyeződés, c: elfordulás; d: összetett fejlődési mód, e-f: „neck cutoff”; g: „chute cutoff” (Schumm 1985, Brice 1974 alapján)

A kanyarulatfejlődés sebessége térben változik, mely leginkább valamilyen egyensúlyváltozás miatt következik be (Kiss és Blanka 2006, Nicoll és Hickin 2010). Somogyi (1974) a Duna sárközi szakaszán 16-50 m/év sebességű kanyarulatfejlődést állapított meg. Addig Kiss et al. (2012) a Tisza alsó szakaszán 1,4-3,4 m/év, míg Sipos (2006) a Maroson 1,7-2,1 m/év ütemet mért. A kanyarulatfejlődés általában nagyobb vizek idején dinamikus, tehát a külső ívek ekkor pusztulnak a leginkább (Hughes 1977), mellyel párhuzamosan a belső ívek pedig épülnek. Így ez egy periodikus folyamatnak tekinthető, viszont a kisvizek során is történik kismértékű partelmozdulás (Blanka et al. 2006).

A kanyarulatfejlődés meghatározó folyamata a kanyarulatok lefűződése, de a mesterséges kanyarulat-átvágások is ilyen folyamatnak tekinthetők. Egy lefűződés vagy kanyarulat-átmetszés hatására a vízfolyás sebessége lokálisan akár 40%-al is növekedhet (Pickles 1941, in Garde 2006). A kanyarulatok lefűződésének két főbb módját különböztethetjük meg (Lagasse et al. 2004). Az egyik során a kanyarulat olyan mértékben fejletté válik, hogy egy nagyobb árvízi esemény során átszakad a nyakánál (*neck cutoff*). Ilyenkor a lefűződés gyorsan megy végbe és hamar kialakul a morotva is, amelynek a végei dinamikusán töltődnek fel (Garde 2006). A meder áthelyeződésének másik – egyben gyakoribb – módja, amikor az övzátóny-sorok közötti mélyedésben vagy az ártér egy alacsonyabb felszínén egy nagyobb árvízkor a folyó lerövidíti az útját (*chute cutoff*) és így tevődik át a meder (Knighton 1998). Ennél a folyamatnál a lefűződés lassabban megy végbe, ugyanis csak fokozatosan szűnik meg a morotva vízutánpótlása (Garde 2006).

2.1.3. Övzátónnyok fejlődése és az azt befolyásoló tényezők

Az övzátónnyok a meanderező mintázatú folyók jellegzetes mederformái. A folyó oldalazó mozgása során, a belső íveken elkezdi lerakódni a hordalék és az egymáshoz folyamatosan kapcsolódó övzátónnyok, övzátónny-sort hoznak létre. A belső íveken tehát nagymértékű a hordalék lerakódása (Morisawa 1985). Jelentős kiterjedésük miatt az áramlási viszonyokat is befolyásolják, ami visszahat a lerakódásra is (Nagy et al. 2001). Az épülésük nem egyenletes, hiszen többnyire nagyvízekkor formálódnak. Épülésüket befolyásolja a folyó esése, a szállított hordalék mennyisége és annak szemcsemérete, de ide tartozik a medret és a partot felépítő hordalék anyaga és annak ellenálló képessége is (Morisawa 1985, Timár 2005).

Egy kanyarulat az övzátónny-felszínének ugrásszerű fejlődésével jön létre, az övzátónnyok egymáshoz kapcsolódásával. Az övzátónnyok egymással párhuzamos, íves zátónnyok, amik között mélyedések húzódnak (Everitt 1968, Gábris 2003). Ezek az ún. sarlólaposok az övzátónnyokat választják el egymástól, amelyek a nagyvízeknél először kerülnek vízborítás alá (Gábris 2003). Azok a sarlólaposok, amelyek jóval szélesebbek és mélyebbek, a surrantók. Amikor egy jelentősebb árvíz vonul le a folyón, az ilyen surrantók okozhatják akár a kanyarulat lefűződését vagy a meder áthelyeződését (Hooke 2007). Az ezekben a mélyedésekben található növények általában eltérő állományúak és korúak a magasabb zátónnyfelszínekhez képest, hiszen a sarlólaposokban hosszabb ideig maradhat meg a vízborítás, mint egy zátónnyfejen.

Az övzátónnyok mind folyásirányban lefelé, mind oldalirányban a magasabb és öregebb felszínektől az aktív meder felé egyre inkább alacsonyabbá válnak. A szemcseméretük mind vertikálisan, mind oldalirányban, de a folyásirányban is változik. A vertikális irányultságot tekintve felfelé egyre finomabb a szemcseméret (Vandenberghe et al. 2012). Az alsó részüket mederüledék jellemzi, amelyre ferde rétegzettségű homokos hordalék települ, majd iszapos és agyagos hordalék rakódik – a nagy vízállású időszakokban –, amelyek vízszintes rétegzettségűek lesznek (Gábris et al. 2002, Bridge 2003). A folyásirány szerinti felvízi szakaszát felépítő hordalék is durvább, amely lefelé haladva egyre finomodik (Gábris 2003).

A homokból és kavicsból felépülő övzátónnyokon, ha a körülmények lehetővé teszik, megtelepedhetnek a lágy-, majd fásszárú növények, amelyek stabilizálják a felszínüket (Alestalo 1971, Hickin 1974). Ahhoz, hogy a kopár zátónnyfelszíneket meghódíthassa a növényzet, elegendő nedvességet kell tartalmazniuk. Ezért a felszínük fejlődését jelentősen befolyásolhatják a hidrológiai tényezők, illetve az ezekből következő zavaró tényezők mértéke, amelyeket az emberi hatások nagymértékben módosíthatnak (Kollman et al. 1999). Ahhoz, hogy a magok csírázásnak indulhassanak, a hordalékban megfelelő mennyiségű tápanyagra is szükség van (McBride és Strahan 1984). Ha az előbbi feltételek teljesülnek, akkor a friss zátónnyfelszínnek magasabban fekvő részeit a levonuló nagyvizek után

meghódíthatja a növényzet, amelyek többnyire a fénykedvelő fűz- és nyárfafélékhez tartoznak (Alestalo 1971, Noble 1979, Scott et al. 1996). Ha az árvizeket követő években (1-3 év) a kisvizek tartóssá válnak, a nagyvizek elmaradnak, a csemeték akár véglegesen is stabilizálhatják a zátonyfelszínt (Scott et al. 1996). Így az övzátony-felszínek kiterjedésére jelentős hatással van az árvizek hosszának és gyakoriságának megváltozása (Kiss és Blanka 2012).

Vandenbergh et al. (2012) szerint az övzátony-felszínek feloszthatóak a relatív magasságuk és a növényzettel való borítottságuk, tehát az aktivitásuk alapján. A medertől az ártér felé haladva, először az *aktív övzátony* helyezkedik el, amely kopár kavicsból és durva homokból álló zátony. Lényegében ez a legfiatalabb felszín, amely gyakran a kisvizek szintje alatt helyezkedik el és gyakran víz borítja (Gábris 2003). A part felé haladva találhatók a *vegetációval borított aktív övzátony-sorok*, amely már a kisvizek szintjei fölött helyezkednek el, felszínén általában finom hordalék (homok) rakódik le az árvizek során. Ezt a felszínt többnyire lágyszárú vegetáció borítja és a magasabb felszínein már megjelennek a cserjék. A medertől távolabb találhatók az *inaktív övzátony-sorok*, amelyek már a mederkitöltő vízszint közeli magasságban helyezkednek el és többnyire már csak a nagyobb árvizek idején kerülnek vízborítás alá. Ekkor felszínükre főleg finom homok és iszap rakódhat le. Az övzátony-sorokon általában sűrű növényzet található, lágyszárúak és bokrok mellett már jellemzőek a fák, főleg a gyorsan növvő fűzek (Vandenbergh et al. 2012). Az övzátony-felszíneken szigetszerű képződmények is megjelenhetnek (Kiss és András 2015). Ezek a szigetszerű formák a belső íven lerakódó övzátony magasabb felszínei vagy a hozzájuk simuló oldalzátonyok lehetnek, amelyek később csatlakoznak az övzátonyokhoz. Az övzátony-felszínek épülésének, így a kanyarulatok belső ívének szempontjából lényeges folyamat, amikor egy másik, szomszédos kanyarulat külső ívének hátrálása során elkezd pusztulni a belső ív (Hickin 1974).

2.1.4. Partpusztulás és az azt befolyásoló tényezők

A belső ívek épülésével párhuzamosan a külső íveken végbemenő partpusztulás szintén a kanyarulatfejlődés meghatározó eleme (Nardi et al. 2012), amellyel lényegében a folyók laterális eróziója valósul meg. Emellett a parterózió révén a folyóba kerülő anyag hordalékforrást is jelent (Kessler et al. 2013). A külső ívek pusztulása – a belső ívek épüléséhez hasonlóan – nem egyenletes folyamat, ugyanis időben és térben is változik (Kiss et al. 2012, Kessler et al. 2013). A parthátrálás történhet a partfal közvetlen eróziója révén is, amikor szemcséről szemcsére erodálódik a part, illetve a part alapjának alámosása révén is, ami miatt a part elveszíti a stabilitását és tömegmozgás révén (pl. partomlás) indul pusztulásnak (Knighton 1998).

A parthátrálás mértékét több tényező együttesen befolyásolja, amelyek közül kiemelhető a vízjárás szerepe és a partanyag mechanikai tulajdonságai (Baki és Gan 2012). A vízjárástól függ a partot érő erőhatás mértéke, annak időpontja és hossza. Ebből kifolyólag a levonuló vizek eróziós képessége meghatározó tényező, ugyanis egy nagyobb árvíz jelentősebb pusztító képességgel bír. Hughes (1977) szerint a legnagyobb mértékű parterózió (így a meder átalakulása is) a 1,5 évnél ritkábban levonuló árvízi csúcsok kialakulásakor következik be, bár a kisebb árvizek is jelentős eróziós képességgel bírnak. Blanka (2010) vizsgálatai szerint a Hernád kanyarulataiban a 2010-ben levonuló jelentős árvizek után 16,7 m-es parthátrálás is előfordult. Emellett az árvizek gyakoriságának a megváltozása is nagymértékben befolyásolja a parthátrálás mértékét (Kiss és Blanka 2012).

A partpusztulás mértékét jelentős mértékben meghatározza az azt felépítő anyag szemcseösszetétele is. A part anyaga a kohézió szempontjából fontos, ugyanis a homokból és

kavicsból álló partok kisebb mértékben állnak ellen az erózióknak, mint amelyeknek magas az iszap és agyag tartalma (Brierley és Fryirs 2005).

A part nedvességtartalma is lényeges tényező, hiszen a száraz partfalak ellenállóbbak, mint a magasabb víztartalmúak (Knighton 1998, Pizutto 2009). A hosszantartó esőzés, hóolvadás, vagy a levonuló árvizek után vízzel telítődött partnak nagyobb a súlya, ezáltal pedig kisebb az állékonysága. A part kiszáradása szintén fokozhatja a partpusztulást – főleg agyagos partok esetében –, amelynek következtében repedések jelennek meg a partfalon, így csökkentve a part állékonyságát (Couper 2003).

A part magassága is fontos a pusztulás szempontjából (Xu et al. 2011, Kiss et al. 2013), ugyanis minél magasabb annál lassabban hátrál, amelyet Blanka (2010) Hernádon végzett vizsgálatai is alátámasztanak. Magasabb part pusztulásakor viszont egyszerre több anyag kerülhet a folyóba, melyet így csak hosszabb idő alatt képes elszállítani a vízfolyás (Kiss et al. 2013). Így lényegében egy időre stabilizálódik a part, ameddig a lábánál lévő anyagmennyiséget nem szállítja el a folyó, addig nem képes a további alámosására sem (Thorne és Abt 1993). Ennek a törmelékanyagnak az elszállítása a part menti áramlásoktól és azok sebességétől nagymértékben függ (Knighton 1998, Brierley és Fryirs 2005). A hátrálás szempontjából a part sodorvonallal bezárt szöge is meghatározó. Ahol kisebb szögben éri a sodorvonal a külső ívet, ott mérsékeltebb a romboló képessége. Ott a legjelentősebb az erózió, ahol a sodorvonal közel derékszögben ütközik a partnak, így általában a part ezen szakaszai hátrálnak a legnagyobb mértékben (Kiss és Blanka 2006). Ez magyarázza, hogy miért a kanyarulatok csúcspontri része erodálódik a leggyorsabban.

A partvonal hossza is szerepet játszik a parthátrálás ütemének meghatározásában. Ez inkább a kanyarulat fejlődése szempontjából fontos, mivel ha hosszabb partszakaszon formálódik a külső ív, a kanyarulat is dinamikusabb áthelyeződésre képes (Morisawa 1985, Blanka és Kiss 2011).

A partot borító vegetáció szintén jelentős szereppel bír (Vandenberghe et al. 2012). A sűrű vegetációval borított, illetve a növényzetmentes partok erodálhatósága között hatalmas, akár 20 ezerszeres is lehet a különbség (Knighton 1998). Ezáltal a partot borító növényzet a meder szélességének alakulására is kihat. Megjegyzendő, hogy a partot borító vegetáció típusa és kora is meghatározó, mivel a nagyobb fákkal borított partok jóval állékonyabbak, mint a lágyszárú vagy bokros növényzettel benőttek (Blanka 2010). Tehát a növényzet, jelentős mértékben csökkenti az erodálhatóságot azáltal, hogy a gyökerek miatt nő a partanyag kohéziója (Griffin és Smith 2001, Micheli és Kirchner 2002). A partmenti fák szerepe azonban nem egyértelmű, ugyanis sokáig stabilizálhatják a partot, de egy nagyobb fa bedőlésekor jóval nagyobb mértékben hátrálhat a part. Ráadásul a mederbe kerülő fák mederakadályként is funkcionálnak, amelynek hatására erőteljes turbulens áramlások léphetnek fel, ami pedig az erózió mértékét növelheti (Blanka 2010).

2.2. Folyóvízi szigetek kialakulása és formálódásuk

A szigetekkel kapcsolatos vizsgálatok oka, hogy a vízfolyások szerves részét képezik hidrológiai, geomorfológiai, ökológiai, sőt még geopolitikai szempontból is (Wyrick és Klingeman 2011, Picco et al. 2014a). A szigetek a természetes állapotban lévő és az antropogén hatások által befolyásolt folyórendszerekben is egyaránt előfordulhatnak. A szigetek jelenléte és típusai utalhatnak a folyószakasz mederdinamikájára (Wyrick és Klingeman 2011). Bár főleg a több ágra szakadó medreket (pl. fonatos, anasztomizáló, vándorló) jellemzik, de az egy ágból álló medrekben (pl. egyenes, meanderező) is előfordulnak. A meanderező mintázatú folyóknál a kanyarulatok természetes lefüződése, illetve a mesterséges átvágások révén keletkező nagyméretű (ártéri) szigetek meghatározó képződmények (Gurnell et al. 2001).

A kutatásom során – annak ellenére, hogy a szigetek sokszor zátonyokból alakulnak ki (Kollman et al. 1999) – nem vizsgáltam részletesen a zátonyokat (kivéve az övzátonyokat). (Megjegyzés: A zátonyok méretét és alakját és a vizsgálatukhoz szükséges “láthatóságát” a vízállás jelentős mértékben befolyásolja. Hosszú távú elemzésekhez az általam felhasznált térképes adatbázisok nem lennének reprezentatívak, mivel eltérő vízállású időszakokban készültek.).

Folyóvízi szigetnek tekinthető a vízzel teljesen körülvett és aktív folyómederrel határolt szárazulat (Osterkamp 1998). Ez alapján, ha hosszabb ideig kisvizek uralkodnak egy folyón, akkor a zátonyokat is tekinthetnénk szigeteknek. A zátonyok és a szigetek közötti alapvető különbség a vegetációban van, hiszen míg a zátony növényzetmentes vagy legfeljebb egyynyári növények telepednek meg rajta, addig a szigeteket állandó fás vegetáció borítja, mivel a felszínük magasabban van, mint a mederkitöltő vízszint (Osterkamp 1998). A fásszerű növényzet megtelepedésére pedig akkor van lehetőség, ha a közepes vizek szintjét meghaladó magasságúra nőnek a zátonyok (Kollman et al. 1999). Ezek után már megnövekedik a sűrűlódás a növényzet miatt és az árvizek már inkább építik és magasítják a felszínüket, mellyel tovább növekedik és magasodik a forma (Sipos és Kiss 2004). A kutatások eredményei eltérnek abban, hogy mennyi idő kell a szigetté váláshoz. Angol folyókon végzett vizsgálatok alapján 1-3 év kell ahhoz, hogy a növényzet stabilizálni tudja a kopár zátonyfelszíneket (Hooke 1986), míg egy olaszországi durva szemcsés hordalékú folyón végzett kutatás szerint 10-20 évre is szükség lehet egy kavicsos zátonyfelszín stabilizálásához (Kollmann et al. 1999).

2.2.1. A szigetek kialakulása és típusai

A szigetek többféleképpen jöhetnek létre, amelyet befolyásol az adott folyószakasz vízjárása, a meder morfológiája (mintázat, szélesség stb.), a hordalék tulajdonságai, illetve az adott szakaszt ért antropogén hatások jellege és azok mértéke (Gurnell et. al. 2001). A kialakulásukat nem csak a mederben lezajló folyamatok, hanem a vízgyűjtőn végbement változások is befolyásolják. Ha a vízgyűjtőről valamilyen oknál fogva (pl. erdőirtás) több hordalék kerül a vízrendszerbe, úgy több zátony, azokból pedig sziget képződhet. A szigetképződésnek az alapvető feltétele a fás vegetáció felszínstabilizáló szerepe, amelyhez megfelelő hidrológiai körülményekre van szükség, ugyanis a növényzet megtelepedését a folyó hidrológiája, a hordalékhozam és szemcsemérete is erőteljesen meghatározza (Kollman et al. 1999).

A folyóvízi szigetek a következő módokon jöhetnek létre (Osterkamp 1998, Wyrick 2005, Wyrick és Klingeman 2011):

- *Avulziós sziget*: amikor egy nagyobb árvíz során a folyó kilép a medréből és egy nagyobb esésű „új” mederbe bevágódik, így a régi és az újonnan kialakult mederágak egy szigetet határolnak le. Avulzió a mederben lévő akadályok hatására is kialakulhat, amelyek elterelik a folyót. Ezzel lényegében az ártérből szakít ki egy darabot a folyó, amelynek hatására jelentős kiterjedésű ún. ártéri szigetek jöhetnek létre (Gurnell et. al. 2001). Ezek az ártérrészek, általában nagy területűek és elszigetelt élőhelyként funkcionálhatnak (Goudie 1994). Így ökológiai szempontból nagyobb védeltséget élvezhetnek, mint maga az ártér (mezőgazdasági művelés felhagyása vagy korlátozódása, ragadozók nehezebben közelítik meg, stb.).
- *A meder oldalirányú vándorlása során kialakuló sziget* akkor jön létre, ha a laterális eltolódás révén megváltozik a meder helyzete és több ágra szakad, így leválaszt egy térszint, melyet az egyes folyóágak határolnak. Az így létrejövő szigetek bár hasonló kialakulásúak, de nem avulziós szigetek. A kanyarulat-lefűződés révén kialakuló szigetek viszont ebbe a csoportba sorolhatóak, amellyel a vízfolyás lényegében az

ártérből választ le egy darabot, így szintén nagyméretű ártéri sziget képződhet. Ide sorolhatók azok a szigetek is, amelyek a kanyarulat-átvágások következtében jönnek létre.

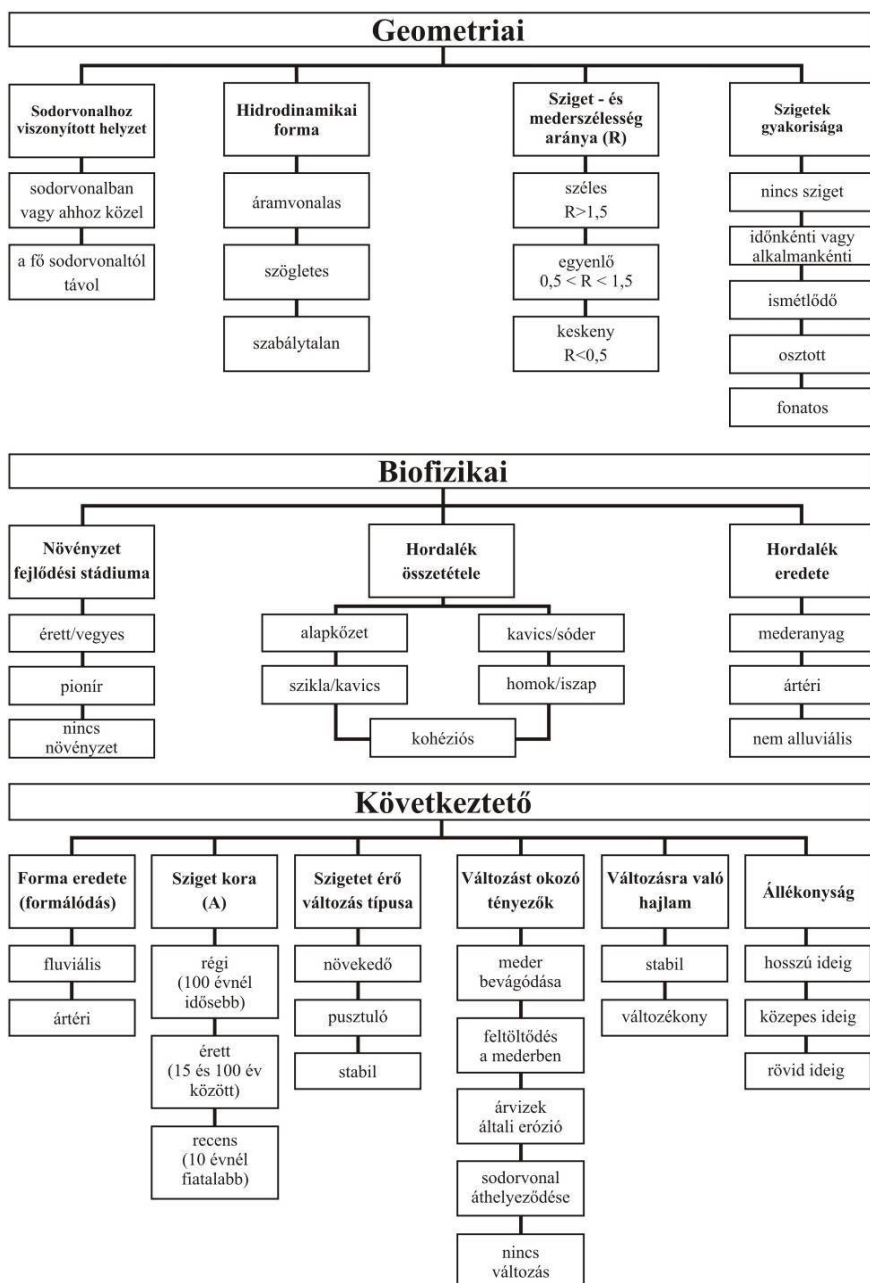
- *Zátony vagy gázló stabilizálódása révén képződött sziget* akkor jön létre, ha hosszú ideig alacsony vízállás jellemző és nem vonul le jelentős energiájú árvíz a folyón. Ilyenkor a növényzet meg tud telepedni a vízmentes zátonyfelszíneken, amely elég stabillá válhat ahhoz, hogy a nagyobb árvizek már nem pusztítják el, hanem inkább tovább magasítják a felszínét (Scott et al. 1996), így létrehozva a szigetet.
- *Mederakadályoknál felhalmozódó hordalékból létrejövő sziget* többnyire a kiszélesedő, több ágra bomló, változatos medrekben alakul ki. A mederben lévő akadályt (megakadt fák, sarkantyúk, terelőművek, hídlábak, stb.) elérve lecsökken a víz sebessége és az árnyékhatásuk következtében elkezd felhalmozódni a hordalék. Mivel ezek az akadályok erőteljesen lelassítják a vízáramlást, a hordalék felhalmozódása dinamikusabbá válhat és az így kialakult zátonyokból nagy esély van a szigetképződésre (Osterkamp 1998, Kollman et al. 1999). Terelőművek és sarkantyúk hatására kialakult zátonyokat nagy számban találunk napjainkban is a magyarországi folyókon (Dunán és a Dráván egyaránt). Ezek általában csepp alakú szigetek, kivéve, ha az akadály nem a meder közepén található, hanem a part közelében (pl. sarkantyúknál).
- *Sziget kialakulása a frissen lerakott hordalékban (az árvíz levonulása közben a gyors bevágódás következtében)* az összetett medreknél jellemző. Ez a szigettípus akkor alakulhat ki, ha a frissen lerakódott hordaléktömegben intenzív hátravágódás megy végbe és elkülönülnek a magasabb felszínek. Hasonló módon keletkeznek, mint az avulziós szigetek, azonban ezek frissen lerakott hordalékban, míg az avulziós szigetek már korábban akkumulálódott ártéri anyagokban jönnek létre. Ez a szigetképződési folyamat főleg kisebb vízfolyásoknál gyakori.
- *Szerkezeti tagoltságból adódó szigetképződés* állandóan bevágódó, tehát nagy esésű folyókban jelentkezhethet, olyan folyóágakban melyek a kemény alapkőzet töréseit követik. Ezek a szigetek a vízfelszín fölé emelkednek, miután a folyó bevágódott az alapkőzetbe.
- *Tömegmozgással létrejött szigetek* kialakulását a lejtős tömegmozgás révén a mederbe bekerülő anyag segíti, ahol az akkumulációs törmelékből alakulhat ki a sziget. Ez a szigetképződési forma ritkán fordul elő.
- *Víztározó üzembe helyezése révén kialakuló sziget* a vízerőmű vagy völgyzárógát mögötti tározóban jöhet létre. A tározó felső végénél a felhalmozódó hordalék magasabb felszíneit stabilizálhatja a növényzet, így szigetet hozva létre.

Összességében tehát két jól elkülöníthető módon jöhetnek létre a szigetek, méghozzá a zátonyok vegetáció általi stabilizálása révén vagy egy ártérből kiszakadó térrész által (Gurnell et. al. 2001, Picco et al. 2014a).

A növényzet megtelepedésének fontos eleme a hordalékban található tápanyag mennyisége, mivel a folyó által szállított hordalék és uszadék tápanyagot biztosít ahhoz, hogy meginduljon a magok csírázása (McBride és Strahan 1984). Ezek tükrében a szigetek kialakulása egy bio-geomorfológiai folyamatnak is tekinthető, amely nagymértékben függ a folyó vízjárásától és a növényzet felszínt megkötő képességétől.

A szigetek tehát többféle módon is kialakulhatnak, melyet az adott folyószakasz hidromorfológiai paraméterei jelentős mértékben meghatároznak (Wyrrick 2005), így többféleképpen is lehet a szigeteket kategorizálni (2.3. ábra). A szigetek jellemzőinek meghatározásához és osztályozásához fontos ismerni a folyó hidrológiai és ökológiai folyamatait, illetve a szigetek formálódásának mechanizmusát, amelyet terepi felmérésekkel összevetve lehet leginkább értékelni.

Wyrick és Klingeman (2011) három fő szempont szerint osztályozták a szigeteket, elsősorban a vizsgálati módokat figyelembe véve. A *geometriai* tulajdonságokhoz a szigetek mederben elfoglalt helyzete és a szigetek alakja tartozik, amelyek térképek, légi- és műholdfelvételek alapján értékelhetők. A *biofizikai* jellemzők alapján történő csoportosításnál figyelembe vették a növényzet és a hordalék jellegét, amelyhez terepi méréseket és megfigyeléseket használtak fel. A *következtetett tulajdonságok* (pl. sziget kora és dinamizmusa) az adott sziget ismert történetéből, illetve a geometriai és biofizikai tulajdonságokból származtathatók. A következő osztályozás alapján lehet a legjobban meghatározni, hogy a folyóvízi folyamatok miként hatottak a szigetre, illetve az adott sziget milyen módon befolyásolta a meder morfológiáját.



2.3. ábra. Szigetek csoportosítása (Wyrick és Klingeman 2011)

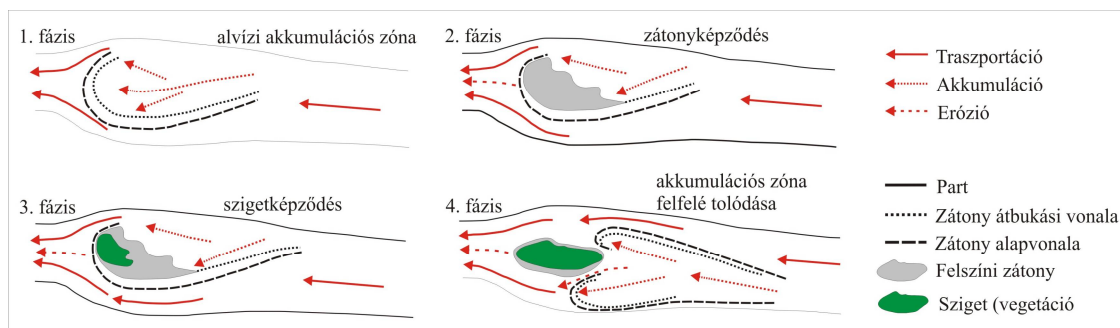
A szigetek alakja is lényeges tényező a morfológiájuk szempontjából, ugyanis egy sziget felülnézeti képét jelentősen meghatározza az adott folyó felszínformáló képessége, tehát a

sziget alakja a folyó energiaviszonyaira utalhat. Az energiaviszonyokra a szigetek megnyúlásának (megnyúlási index: legnagyobb hossz és legnagyobb szélesség aránya) mértékéből következtethetünk, azaz az elnyúlt és keskeny szigetek nagy energiájú vízfolyásra utalnak, míg a kerekded szigetek gyengébb energiaviszonyokra (Kiss et al. 2011a). A sziget alakjából a sziget típusára is lehet következtetni. A mederakadályok mögött létrejövő szigetek többnyire áramvonalasak, míg a meder oldalazó mozgásával keletkező, vagy az ártérből kiszakadt formák, de akár a tömegmozgás révén keletkezettek is inkább szabálytalan alakúak (Wyrick és Klingeman 2011). Ha egy sziget különböző anyagból épül fel, mint ami a medret alkotja, akkor az más forrásból (törmelék áradat vagy partomlás) származik. Ezzel szemben, ha a szigetet felépítő anyag (típusa, szemcsemérete) megegyezik a mederben lévővel, akkor valószínűsíthetően a sziget a mederben lévő anyagból formálódott (Wyrick és Klingeman 2011).

2.2.2. Medertágulatok szerepe a szigetképződésben

Lényeges szerepe van a szigetek és szigetrendszerek kialakulásában a medertágulatoknak, amelyek egyenes, meanderező, anasztomizáló és fonatos medrekben is megjelenhetnek (Bridge 2003, Sipos és Kiss 2006).

A medertágulatok folyásirány felőli felső részén a kiszélesedő mederben, a szétváló cirkulációs cellák miatt lecsökken a folyó energiája, így elkezd lerakni a hordalékát zátonyok formájában, melyekből – ha a hidro-morfológia viszonyok is lehetővé teszik – szigetek jönnek létre (Bridge 2003, Kiss és Sipos 2007). A medertágulatok tehát szoros összefüggésben állnak a zátonyokkal és a szigetekkel, ugyanis ezek a formák a legtöbb esetben medertágulatokhoz köthetőek és ezekben figyelhető meg leginkább a szigetképződés (2.4. ábra).



2.4. ábra. Sziget kialakulásának fázisai a medertágulatban (Sipos és Kiss 2006)

A medertágulat kialakulása és a szigetképződés többnyire egymással párhuzamosan zajlik (Kiss és Sipos 2007). A mederben lévő szigetek a tágulatok további szélesedését okozhatják, hiszen a szigetek miatt a sodorvonal kitérni kényszerül, így felerősödik a partpusztulás és tovább tágul a meder (Morisawa 1985). Ilyenkor a szigetek akadályként funkcionálnak, ezért a sodorvonal több ágra bomlik, mely növeli az eróziós potenciált.

A tágulatokban lévő szigetek okozzák a medertágulatok felszámolódását is, mivel a szigetek a partba is olvadhatnak (Osterkamp 1998, Gurnell et al. 2001). A szigetek a medertágulatokban folyamatosan vándorolnak, épülnek és pusztulnak. Általában a tágulatok felső részénél képződött szigetek a tágulat keskeny alsó része felé vándorolnak és az összeszűkülő résznél elpusztulnak (Sipos és Kiss 2006). Ekkor már az oldalakon is felerősödik az erózió – a leszűkülő mederben megnövekedett vízsebesség miatt –, így pedig teljesen felemésztődnek.

A szigeteknek otthont adó medertágulatok fejlettségi állapota összefüggésben van a szigetek fejlettségével is (Sipos és Kiss 2004, 2006). Ez alapján osztályozni lehet a tágulatokat aszerint, hogy a bennük található szigetek mennyire osztják meg a sodorvonalat, milyen mértékben simulnak vagy csatlakoznak a parthoz, így meghatározhatóak a medertágulat fejlődési ciklusai. Például egy újonnan kialakuló ún. éledő medertágulatot mederközepi zátonyok és szigetmagok jellemeznek, ugyanakkor az érett stádiumban lévő tágulatokban főleg kifejtett, a sodorvonalat megosztó szigetek találhatók. Amikor pedig a mellékágak elkezdnek eltömődni és a szigetek partba olvadása megindul, akkor a medertágulat öregedővé válik és egy, a korábbinál egységesebb és tagolatlanabb meder kezd kialakulni (Sipos és Kiss 2004, Kiss et al. 2011a). A sodorvonal helyzete és megosztottsága is lényeges tényező, ez ugyanis meghatározza az energiaviszonyokat és magának a tágulatnak, illetve a benne lévő szigeteknek a stabilitását (Bridge 2003).

2.2.3. Szigetek pusztulása

A szigetek képződése és további fejlődése ciklikus folyamatnak tekinthető, mivel először egy szigetmag alakul ki, amely egyre növekedik a hozzá kapcsolódó zátonyok által, majd a szigetek pusztulni kezdenek. A pusztulásuk az egymáshoz, illetve a parthoz kapcsolódás révén megy végbe (Sipos és Kiss 2003) vagy a nagyobb árvizek elpusztítják őket (Osterkamp 1998). A kisebb és még kevésbé kifejtett szigetek erózióval szembeni ellenállása mérsékeltebb, ezért előfordulhat, hogy egy nagyobb munkavégző képességű árvíz jelentős mértékben erodálja azokat (Joeckel és Henebry 2008, Baki és Gan 2012). Ha viszont a kisvizek válnak tartósabbá és nem vonulnak le jelentős energiapotenciállal rendelkező árvizek, akkor nagyméretű és stabil szigetek is kialakulhatnak (Sipos és Kiss 2004).

Az árvizek kétféleképpen okozhatják a szigetek pusztulását. Hatásukra áttevődhet a sodorvonal, ezáltal más szögből és más energiával éri a sodorvonal a szigetet, ami így fokozatosan pusztulásnak indulhat. Az oldalsó partvonaluk eróziója azon az oldalon erőteljesebb, ahol a nagyobb sodrású mederág, így a fő sodorvonal található. A szigetek felszámolódásának másik módja, amikor olyan jelentős energiájú árvíz vonul le a folyón, melynek szintje meghaladja a sziget magasságát, amely így a teljes formát elpusztíthatja (Wyrick és Klingeman 2011). Egy nagyméretű, ellenállóbb szigetet azonban már valószínűleg kisebb mértékben formálnak át az árvizek (Kollman et al. 1999).

A szigetek elhalála nemcsak a tényleges erózió általi pusztulásukkal valósulhat meg, hanem a partba vagy egy másik szigetbe oladásukkal is (Osterkamp 1998, Baki és Gan 2012). A folyamat során a mellettük húzódó mellékágak elveszítik vízutánpótlásukat vagy feltöltődhetnek, így a szigetek egymáshoz vagy a parthoz kapcsolódnak (Laczay 1968, Gurnell et al. 2001). Amikor a mellékágak elveszítik vízszállító funkciójukat, az adódhat abból is, hogy elterelődik a sodorvonal (Sipos és Kiss 2003), így a mellékág feltöltődésnek indulhat. Ez akkor fordul elő, ha valamilyen hatásra megváltozik a vízrendszer hidrológiája (pl. egy vízerőmű vízviszatarató hatása miatt) és lecsökkenek a vízszintek, illetve elkezd bevágódni a folyó, így egy még inkább egységesebb, egyágú meder alakul ki. Ennek köszönhetően a mellékágak kiszáradnak és már csak nagyobb vizek esetén szállítható bennük víz, így azok feltöltődnek (Osterkamp 1998, Wyrick 2005).

A szigetek egymásba vagy a partba oladásával a szigetek nem pusztulnak el ténylegesen, hanem inkább csak az izolált funkciójukat veszítik el. A mellettük húzódó mellékágak visszanyerhetik vízszállító képességüket, ha megváltoznak az áramlási viszonyok. A szigetek partba olvadása mesterséges hatásra (mederbe épített terelőművek, sarkantyúk) létrejövő szigeteknél dinamikus folyamatnak tekinthető. A mederakadályok árnyékhátása miatt kialakult áramlási holtterben felhalmozódhat a hordalék (Török 2013), az így létrejött zátonyok gyorsabban alakulhatnak szigetekké. Az épülésükkel párhuzamosan azonban a

partba olvadásuk is megkezdődik. Előfordul olyan eset is, hogy a szabályozási munkálatok során mesterségesen lezárják a szigetek mellett húzódó mellékágak felső végét (Ivicsics és Szekeres 1996), melyeket később – akár természetvédelmi szempontokból – újra megnyithatnak, így a korábban pusztulásnak indult szigetek újra visszanyerik funkciójukat. Ilyen beavatkozás a Dunán is történt, ugyanis a korábban a főmedertől leválasztott Szabadság-szigetnél felszámolták a mellékágot lezáró műtárgyat, ezzel pedig a forma újra ténylegesen szigetként funkcionálhat (Sipos 2013).

2.2.4. Szigetvándorlást befolyásoló tényezők

A folyamatos épülésük és pusztulásuk révén a szigetek nem csak területileg és alaktanilag módosulnak (Wyrick 2005), hanem az erózió és akkumuláció változásával vándorolnak is. A szigetek haladásának sebességét jelentős mértékben meghatározza a vízjárás és a növényzet stabilizáló hatása, azaz, hogy egyik végükön mennyire képesek ellenállni a folyóvízi erózióknak, illetve a másik végükön milyen mértékben képesek a hordalék csapdázására (Osterkamp 1998, Sipos és Kiss 2006). Ennek alapján a vándorlásuk lényegében az egyik oldaluk pusztulásából és az ezzel szembeni oldalukon végbemenő akkumulációból tevődik össze. Ez végbemehet a csúcsaik pusztulása és növekedése révén, mellyel folyásirányban vándorolnak, illetve az oldalaikon történő átalakulással is, ami a laterális elmozdulásukat okozza (Osterkamp 1998).

A sziget parterózióját, illetve vertikális és horizontális akkumulációját jelentős mértékben meghatározza a felszínét borító növényzet kora, azaz minél idősebb állomány található rajta, annál inkább képesek stabilizálni a szigetet (Kollmann et al. 1999). A hidrológiai tényezők mellett a szigetek formája és mederben elfoglalt helyzetük is meghatározza az elmozdulásukat és a vándorlásukat (Sipos és Kiss 2001). A sodorvonal változása szintén jelentős hatással van a szigetek vándorlására (főleg az oldalirányú elmozdulásukra). Ha a sodorvonal folyamatosan áttevődik, akkor kisebb mértékben pusztíthatja a formát, így lassabbá válik a sziget mozgása is (Sipos és Kiss 2003).

A haladásuk szempontjából lényeges tényező az is, hogy milyen anyagból épülnek fel. Például Sipos és Kiss (2003) a Maros alsó szakaszán végzett vizsgálataik során (5-10 m/év szigetelmozdulást mértek) megállapították, hogy a folyásirányban történő vándorlásuk közben a szigetek felső csúcsa – leginkább nagyvizeknél – folyamatosan erodálódik, míg az alsó végük épül, mely a Maros ezen szakaszának finom szemcsés hordalékából következik. Ezzel szemben a durvaszemcsés fenékhordalékot szállító vízfolyásoknál ennek épp az ellenkezője figyelhető meg (Kollmann et al. 1999, Kiss és Balogh 2015). Itt inkább a szigetek folyásirány felőli felső vége épül és az alsó végük pusztul. Ez abból adódhat, hogy amikor a víz eléri a szigetet, ott az áramlási mezők szétválnak, a vízsebesség lecsökken, ezért nem tudja tovább szállítani a hordalékot és lerakja azt. Ennek következtében megnövekedik az energiája és a tisztavíz erózió révén elkezd pusztítani folyásirányban lefelé a formát.

A szigetek vándorlásuk során közeledhetnek is egy másikhoz, melyekkel akár szigetrendszerek is létrejöhetnek, illetve hozzá nőhetnek másik szigetekhez is (Gurnell et al. 2001), amellyel nagy kiterjedésű formák képződhetnek.

2.2.5. Szigetek szerepe a vízfolyásokban

Mivel a szigetek érzékenyen reagálnak a folyót érő természetes vagy antropogén eredetű behatásokra, ezáltal a víz- és hordalékjárásban bekövetkező változásokról, tehát lényegében a folyómederben zajló hidro-morfológiai folyamatokról nyújthatnak információt (Wyrick 2005, Viczián et al. 2015). A medret ért változások érzékeny indikátorként funkcionálhatnak. A szigetek száma és területi kiterjedése dinamikusan változhat egy folyón, mivel épülésük és

pusztulásuk állandóan változik, ahogyan az adott vízfolyás vízjárása is (Osterkamp 1998). Nem csak a folyó hidrológiájának módosulása befolyásolhatja a szigeteket, hanem azok vissza is hathatnak a meder morfológiájának alakulására. Mindezek befolyásolják a mederben zajló folyamatokat, azáltal, hogy csökkentik a vízsebességet, csapdázzák, így raktározzák a hordalékot, de pusztulásuk révén akár hordalékforrások is lehetnek (Wyrick és Klingeman 2011). A sodorvonal eltérítésével az oldalazó erózió irányát is meghatározzák, hiszen a sodorvonalat eltérítik és meg is osztják. Ezáltal utalhatnak annak a folyószakasznak a mederdinamikájára és a mintázatára, amelyben elhelyezkednek (Ward et al. 1999). A szigetek geológiailag rövid életű formáknak tekinthetők (Osterkamp 1998), viszont előfordulhatnak olyan esetek, hogy megőrzik a folyó hosszabb távú geológiai történetét (ld. Óbudai-sziget, Viczián et al. 2015).

A szigeteknek, mint élőhelyeknek az ökológia diverzitása is magas (Gurnell és Petts 2002), mivel a formákat körülvevő víz miatt a szárazföldről kevesebb zavaró hatás juthat el hozzájuk (Picco et al. 2014b), illetve a változó folyóvízi környezethez alkalmazkodva változatos élőhelyek alakulhatnak ki a felszínükön. Biológiailag is jelentős szerepet tölthetnek be, hiszen izoláltságuk miatt különleges növényeknek és állatoknak nyújthatnak menedékhelyet, így a védett fajok fennmaradását teszik lehetővé (Wyrick és Klingeman 2011). Emellett növelhetik a biodiverzitást és ökológiai folyosóként is funkcionálhatnak (Picco et al. 2014a). Az olyan folyószakaszokon ahol szigeteket találunk, sokszínűbb vízi életközösségek fordulnak elő, mint a szigetekkel nem rendelkező szakaszokon (Arscott et al. 2000). Mindezek ellenére, a morfológiai átalakulás hatására degradálódhatnak az élőhelyek, így változhat a fajösszetétel, ezért jelentősen módosul a biológiai és hidro-morfológiai folyamatok közötti kapcsolat (Osterkamp 1998).

A szigetek nem csak hidrológiai és ökológiai szempontból lehetnek fontosak, hanem akár a geopolitikában is jelentős szereppel bírhatnak (Wyrick 2005). Azoknál a határfolyóknál, ahol rögzített a határ és nem a folyó vándorlásának tükrében módosítják, a szigetek fejlődésével és vándorlásával az egyik országnál területi növekedés, míg a másik oldalon területvesztés következhet be (Osterkamp 1998). Ilyen okból már konfliktus is történt országok között, méghozzá 1969-ben a Szovjetunió és Kína határán található Usszuri folyón, ahol a Damanszkij-sziget hovatartozása miatt fegyveres harc robbant ki (Robinson 1972).

A 19. századi folyószabályozási munkálatok előtti időkben a magyarországi folyókon is gyakoriak voltak a szigetek, azonban a szabályozási munkálatok következtében többnyire eltűntek (Sipos és Kiss 2004). Wyrick és Klingeman 2011 szerint nem csak a mederrendezések, hanem a folyókon létesített vízerőművek is befolyásolják a folyóvízi szigetek alakulását, hiszen a hordalék jelentős része csapdázódik az erőművek mögötti víztározókban. Ebből kifolyólag nem csak a létrejöttükben, hanem a pusztulásukban is határozottan részt vesznek ezek az antropogén hatások, amelyek miatt egyre nagyobb a veszélye a folyóvízi szigetek eltűnésének.

2.3. Emberi beavatkozások hatása a folyó és a meder alakulására

A folyókat a múltban ért, de ma is jelen lévő emberi beavatkozások nemcsak a hidrológiában és a meder morfológiájában indítottak el jelentős mértékű változásokat, hanem a vízfolyás mellett húzódó (ártéri) területekre is kihatnak, így az egész vízrendszert átalakítják. A kutatásom során nyilvánvalóvá vált, hogy a Dráva medrében bekövetkező változások nagy része antropogén hatásokhoz köthető, ezért a vizsgálat szempontjából legfontosabb emberi hatásokkal és következményeivel részleteiben is foglalkozom.

Surian és Rinaldi (2003) olaszországi folyókon végzett vizsgálataik alapján megállapították, hogy két jellemző folyamat megy végbe a mederben a vízrendezési munkálatok következményeként. Az egyik a bevágódás, mely akár 3-4 m is lehet, sőt

előfordulhat, hogy a 10 m-t is meghaladja, a másik folyamat pedig a mederszélesség megváltozása, főleg a lecsökkenése (akár több mint a felére is). E két folyamat eredményeképpen medermintázat változás is történhet, leginkább akkor, ha egy több ágra szakadó vízfolyáson történik a beavatkozás, amelynek hatására akár egy ágból álló, kanyargós medrű folyó is létrejöhet (Gendaszek et al. 2012).

2.3.1. Völgyzárógátak és duzzasztók

A vízierőműveket és duzzasztókat főként energiatermelés céljából építik, de emellett az öntöző-, a lakossági- és ipari-víz, illetve a hajózáshoz megfelelő vízmélység biztosítása is indokolhatja megépítésüket (Brandt 2000). A folyókra épített keresztirányú gátak, illetve az azok mögött található tározóterek jelentős mértékben befolyásolják a vízfolyások hidromorfológiáját, ugyanis megtörik a víz- és hordalékszállítás folytonosságát (Kondolf 1997, Ristić et al. 2013), ezáltal a folyó természetességét, így az ökológiáját is átalakítják (Brierley és Fryirs 2005). Hatásukra jelentősen módosul a víz- és hordalékjárás és a folyó esése, így a sebessége is (Ivicsics és Szekeres 1996). Ennek következtében pedig a vízfolyás korábbi egyensúlyi állapota megbomlik (Jiongxin 1996).

A folyóra épített keresztgátak mind folyásirányban felfelé, mind lefelé jelentősen befolyásolják a meder morfológiáját (Kiss és Blanka 2012), azonban eltérő folyamatok jelentkeznek a különböző irányokban (Liro 2015). A hatásoknak az erőssége a műtárgytól távolodva egyre inkább mérséklődik. Ezek a műtárgyak lényegében két részre osztják a folyót, melynek következtében a vízrendszer szétkapcsolttá válik (Brierley és Fryirs 2005). A vízierőművek ugyan a lefolyó vízmennyiségnek leginkább csak az eloszlását módosítják, de a szállított hordalék mennyiségében már jelentősebb változásokat generálnak (Szabó 2006).

A tározókban lecsökken a vízsebesség, így a felvízi szakaszon főleg a fenékhordalék szinte teljes része lerakódik, de a lebegtetett hordaléknak is jelentős hányada csapdázódhat, így az erőművek mögötti tározóterekben feltöltődés figyelhető meg (Rákóczi 1989). Erre jó példa a Duna felső szakaszán és a mellékfolyóin létesített vízlépcsők (Konecsny 2011) vagy a Níluson felépített Asszuáni-gát, amely mögött a hordalék 92%-a csapázódik (Goudie 2000, Gupta 2007). Williams és Wolman (1984) az észak-amerikai vízfolyásokon hasonló méréseket végzett. A kanadai Oklahoma folyón létesített Canton gát mögött a hordalék 99,5%-a lerakódott, míg a texasi Red folyón felépített Denison gát alvízi szakaszára a hordaléknak csupán 0,8%-a jutott. Rákóczi (2000) a Dunán felépített Bösi vízlépcső hatásaként is hasonlót írt le, hiszen a hordalék jelentős része csapdázódott az erőmű mögötti tározótérben. A tározóterekben a hordalék a szemcsenagyságnak megfelelően akkumulálódik a zátonyképződéshez hasonlóan, miközben egy része folyamatosan vándorol a vízierőmű irányába (Károlyi 1962), amelyet jelentősen befolyásol a tározó esése és a víz sebessége. A durvaszemcsés hordalék a duzzasztási teret elérve egyből elkezd lerakódni és a deltákhoz (2.5. ábra) hasonló képződményt hoz létre (Bogárdi 1971).



2.5. ábra. A Donja Dubrava-i erőmű mögötti, perlaki víztározóban kialakult delta
(kép forrása: www.geoportal.dgu.hr)

Ezzel szemben a finomszemcsés hordalék fokozatosan rakódik le és a gátat már lényegében a folyami iszap éri csak el (Károlyi 1962).

A keresztirányú gátak földrajzi elhelyezkedése nagymértékben befolyásolja, hogy milyen mértékben csapdázzák a hordalékot. A hegyvidéki területekre jellemző medencés vagy völgyzárógátas tározókban lényegében nyugodt vízfelületű, kis esésű tározótér jön létre, amely a hordalék szinte teljes egészét csapdázza, így szinte hordalékmentes víz jut a gát alatti alvízi szakaszra (Bonacci és Oskoruš 2008, 2010). A másik típus a meder vagy folyami duzzasztásos tározók, amelyek jellegzetessége, hogy az erőmű mögött létrejövő tavak vízszintje ingadozó (Bogárdi 1971). Ezeket az erőműveket a levonuló árhullámok alkalmával megnyithatják, így a hordalék egy része kimosódhat, miközben főként csak a finomszemcsés anyag jut tovább (Rákóczi 1989). Ilyen építményekre példa a Bösi- és Tiszalöki-vízlepcső (Ivicsics és Szekeres 1996) vagy a Dráván található horvátországi létesítmények is.

A keresztgátak hatására az alvízi szakaszon jelentős átalakulások mennek végbe a folyón (Williams és Wolman 1984, Jiongxin 1996, Petts és Gurnell 2005), ugyanis nagymértékben módosul és szabályozottabb lesz a vízjárás. Mérséklük a vízjárási szélsőségeket, illetve csökkentik a vízállásokat és vízhozamokat (Karcagi 1981, Stegaroiu 1999, Kondolf és Batalla 2005, Graf 2006). A szabályozott vízkormányzás miatt az árvízi csúcsok csökkennek (Kondolf 1997), így az alvízi szakaszon csökken az árvízi kockázat, míg a kisvizek szintje, időtartama és gyakorisága nő (Gregoire és Champeau 1984). Az árvizek ritkábbá válását Grams és Schmidt (2005) is megállapította az Egyesült Államokban található Green-folyón végzett vizsgálatok során. Petts és Lewin (1979) szerint az Egyesült-Királyságban üzembe lépő gátak és a mögöttük lévő tározók hatására akár 73%-al is csökkentek a csúcsvízhozamok, amely a vízállások alászállását is eredményezte.

A vízjárás módosító hatása pedig nem csak éves és havi, hanem a napi vízjárásban is megjelenik (Kiss és András 2011, Cochran et al. 2014). A Colorado folyón található Glen Canyon gát 1,5 méteres napi vízszintkülönbségeket is okozhat a természetes, néhány tíz centiméteres napi változásokkal szemben. McCully 2001 vizsgálatai szerint a Zambézi folyón (Afrika 4. leghosszabb folyója) található Kariba gátnál akár 5 métert is változhat a vízszint fél óra alatt.

A vízjárásban bekövetkező változások hatására jelentős változások indulnak el a meder morfológiájában (Grams és Schmidt 2005, Magilligan és Nislow 2005). Tekintettel arra, hogy a keresztirányú gátak megváltoztatják a folyó hidrológiai és hordalékviszonyait, az alvízi szakaszon átalakul a meder mintázata is (Kondolf 1997, Magilligan és Nislow 2005). Ha korábban több ágra szakadó meder jellemezte a folyót, az leszűkül, és helyette inkább egy ágból álló, morfológiailag szegényebb meder alakul ki (Kondolf and Swanson 1993, Nelson et al. 2013, Provansal et al. 2014), amelyben megindul vagy dinamikusabb lesz a partok pusztulása és kanyargóssá válhat a vízfolyás (Brandt 2000). A lecsökkenő vízszintek miatt lecsökken a vízmélység és a meder szélessége is, így az elkeskenyedő meder szintén a parteróziót erősíti fel (Szabó 2006). Wilcock et al. (1996) a kaliforniai Trinity folyón végzett mérései alapján, a keresztirányú gát felépülését követően – jelentősen lecsökkent vízhozama hatására – a meder 20-60%-al leszűkült. Nem csak a hosszú távú vízszint változás hatására változik a meder, hanem az erőművek által generált napi vízszintingadozások is dinamikusán pusztítják a partokat és a benne lévő képződményeket (McCully 2001).

A partok pusztulásának dinamikusabbá válása révén a csapdázódott hordalék egy része pótlódhat. Ezzel párhuzamosan az alvízi szakaszra kevesebb hordalék jut, a fellépő tisztavíz erózió következtében megindul a meder kimélyülése, azaz bevágódik a folyó (Kondolf 1997, Petts és Gurnell 2005, Yuan et al. 2012). A Colorado folyón létesített vízerőművek jelentős bevágódást indítottak el, hiszen a Hoover gát 0,5 m/év medermélyülést okozott (Goudie 2000), de a Davis vízerőmű alatt is 0,2 métert vágódott be a folyó egy év alatt (Williams és

Wolman 1984). Csuka (1971) a Kiskörei Vízlépcső alvízi szakaszán pedig 0,1-0,12 m/év medermélyülést állapított meg.

Amikor egy ilyen létesítményt felépítenek, az üzemelésének megindulása utáni néhány évben a legdinamikusabb a bevágódásból adódó kimélyülés, mivel a folyó egy új egyensúlyi állapot elérésére törekszik (Csuka 1971, Williams és Wolman 1984), így elkezd a mederben lévő formákat és folyópartot is erodálni (Kondolf 1997). A vízviszataratás hatására mérséklődik az ártér elöntése, ezért a csapdázódás miatt nemcsak a mederből „hiányzik” a hordalék, hanem az ártérre, az árvizek által lerakott hordalék mennyisége is jelentősen lecsökken (Fenner et. al 1985). A bevágódás hatására viszont csökken a folyó esése is és így lényegében az energiája is, mely a hordalékszállítás intenzitásának mérséklődését vetíti előre, azaz a durva szemcsés helyett, a finomabb szemcsés hordalékot szállítja el. Ezért a duzzasztók és völgyzárógátak alatti szakaszon gyakran jelentkezhet mederpáncélzat kialakulása (Bogárdi 1971), amelynek következtében fellelphet lokálisan hordalékhiány (Allan és Castillo 2007), így ez szintén a mederben lévő képződmények és a partok erózióját erősítheti fel (Comiti et al, 2011, Provansal et al. 2014). A bevágódással viszont a vízszintek is lejjebb szállnak, ezzel pedig a folyó menti talajvízáramlás is módosulhat és a szintje is csökkenhet (Wishart et al. 2008).

A zátonyok és szigetek fejlődését alapvetően meghatározzák a folyókon létesített vízerőművek és tározók, mivel hatásukra lecsökken a folyó vízszintje így egyre több zátonyfelszín kerülhet a kisvizek szintje fölé, ezáltal növekedhet azon felszínek kiterjedése – zátonyokon vagy akár a mederben –, ahol a növényzet megtelepedhet (Szabó 2005, Moretto et al. 2014). Ez pedig a meder szélességének további csökkenését vetíti előre. Ezzel párhuzamosan azonban a tározóterekben visszamaradó hordalék és a tisztavíz erózió hatására megindul a zátonyok- és szigetek pusztulása is (Stevaux et. al 2009). Emellett a fenékhordalék jelentős része csapdázódik a vízerőművek mögött, így az alvízi szakaszra jutó hordalék már teljesen más szemcse-összetételű lesz, mint a beavatkozás előtt (Ma et al. 2012). Mivel kevesebb anyag áll rendelkezésre a zátony- és szigetépüléshez, a folyó a hiányzó hordalékot a mederformák és partok erodálásból elkezd pótolni, amelyet Kondolf (1997) a kaliforniai Carmel folyóról is leírt. Ez viszont sokkal nagyobb mértékben érezteti hatását, mint a lesüllyedő vízszintek miatt szárazzá vált új területek kiterjedése, ezért inkább a mederformák zsugorodása lesz jellemzőbb. Ráadásul a csapdázódó hordalékkal együtt a tápanyag mennyisége is visszaesik, ami mérsékli a vegetáció megtelepedő képességét a kopár zátonyfelszíneken (Fenner et. al 1985).

A vízszintek lecsökkenésével a mellékágak kiszáradhatnak és feltöltődhetnek (Gregory 2006). A mellékágak vízellátásnak megváltozását Kavrán (2009) is leírta a Szigetközben, amely szoros kapcsolatban áll a Bósi vízlépcső Dunára gyakorolt hatásával. A mellékágakban bekövetkező változások hatására a szigetek egymásba vagy az ártérhez kapcsolódhatnak (Picco et al. 2014a), ezáltal pedig a szigetek elveszítik izolált szerepüket, amely szintén a medermintázat megváltozását vonja maga után.

A vízerőművek alvízi szakaszain elindult változások nem teljes mértékben ezeknek a létesítményeknek a következményei, hanem a többi antropogén tevékenység (szabályozás, bányászat, vízkivétel) is részt vesz és fel is erősítheti a folyó morfológiájának átalakulását (Brandt 2000).

2.3.2. Kanyarulat-átvágások és mederkiegyenesítések

A kanyarulat-átmetszésekkel és a meder kiegyenesítésével járó szabályozási munkálatok, amellet hogy adott szakaszon jelentősen átalakítják a medret, a beavatkozás helyszínétől mind folyásirányban felfelé és lefelé is éreztetik hatásukat (Csuka 1971, Hooke 1995). A kanyarulat-átvágások eredményeként jelentősen lerövidülhet a folyó hossza. Hazánkban a 19.

században a Tisza szabályozás járt hasonló eredménnyel, hiszen a kanyarulat-átvágások hatására jelentősen, a korábbi 1419 km-ről 966 km-re csökkent a hossza (Szabó 2006).

A kiegyenesített szakaszokon megnövekedik az esés (Bravard et al. 1997), ezáltal megnő a folyó sebessége, akár 40%-al (Garde 2006), és így a munkavégző képessége is (Tiron et al. 2014), ezáltal a hordalék szállítási képessége is. Ezek miatt a kanyarulat-átvágások is elindíthatnak egy bevágódási folyamatot, melynek következtében a vízszintek is alászállnak, és kialakulhat egy beágyazódottabb meder (Surian 1999). Az így létrehozott új és az elején még keskeny mederben a folyó egyre inkább növekedő energiája miatt nem csak horizontálisan kezdi el pusztítani a medret, hanem oldalirányba is. Ezáltal elkezd kiszélesedni (Hooke 1995), majd újra kanyarogni, tehát törekszik a természetes állapotok visszaállítására (Szabó 2006). Az oldalazó erózió viszont csak abban az esetben lehetséges, ha nem alkalmaznak partbiztosításokat és terelőműveket az átvágások után (Surian 1999).

Az átmetszésekkel járó munkálatok – ahogy azt a folyóra épített keresztgátaknál láthattuk – felvízi és alvízi irányba is éreztetik hatásukat, de eltérő módon hatnak a mederre. Folyásirányban felfelé hátravágódás indulhat el (a bevágódó átmetszés miatt) és ezzel együtt a vízszintek csökkenése. Az így megnövekedő – főleg fenék – hordaléktöbbletet (Biedenharn et al. 2000) az alvízi szakaszon rakja le a folyó, így ott lecsökken a folyó energiája és akár a mélysége is, melynek következtében medertágulatok alakulhatnak ki, amelyben a megjelenő mederformák (zátonyok, szigetek) révén átalakul a folyó mintázata (Garde 2006). Egy-egy ilyen lokális kanyarulat-átvágás jelentős mértékben átalakíthatja a hatásterületén a medermintázatot, azonban ha egy folyón nagyszámú átvágást végeznek, akkor akár egy hosszabb szakasz medermintázata is megváltozhat (Gurnell 1997). A Maroson is hasonló folyamat játszódott le, ahol a kanyarulat-átmetszések során kiegyenesített medernek megnőtt az esése, majd kiszélesedett és a mintázat fonatossá vált (Kiss és Sipos 2004). A kanyarulat-átvágások nemcsak a meder morfológiájában okoznak változásokat, hanem a hidrológiát is befolyásolják, ugyanis a folyó hosszának lerövidülésével az árvizek is gyorsabban vonulhatnak le.

2.3.3. Terelőművek (sarkantyúk) és partbiztosítások

A sarkantyúkat és partbiztosításokat a folyók áramlási irányának befolyásolására használják, azaz a folyó szabadon fejlődésének meggátlására, a parterózió megállítása érdekében (Surian és Rinaldi 2003). Gyakran alkalmazzák töltések és hidak védelmére, de leginkább a megfelelő hajózási útvonal biztosítása érdekében építik ezeket a műtárgyakat (Kéri 2013). A terelőművek (pl. sarkantyúk, vezetőművek) leszűkítik a medret és egy meghatározott nyomvonalba kényszerítik a folyót. A partbiztosítások az oldalazó eróziót hivatottak megállítani (Rákóczi 2000) megnövelve a vízfolyás sebességét (Bridge 2003), mely bevágódást indíthat el (Knighton 1998, Surian 1999). A kanyarulatokban történő partbiztosítások a külső ív hátrálását megállítják, azonban a belső íveken lévő övzátonyfelszínek – lassabban ugyan – de tovább épülnek, így a meder tovább szűkül, amellyel szintén a bevágódás erősödik fel (Blanka et al. 2006). Ezzel párhuzamosan az árvízi kockázat is növekedik, hiszen így a meder szűkül és a megváltozott kisebb keresztmetszetben képes csak a víz szállítódni (Fiala és Kiss 2006, Kiss et al. 2008, Lóczy et al. 2009).

2.3.4. Mederből történő bányászat

A folyók medréből történő kavics- és homokbányászat jellemző és gyakori tevékenység. Nem csak anyagkinyerés céljából kotorják a folyókat, hanem akár szabályozási és hajózási útvonalak biztosítása érdekében is (Rákóczi 2000). Ezek a bányászati tevékenységek a legtöbb esetben nagyobb mértékben történnek, mint amit az adott folyó még pufferelni tudna. Ezekre

tipikus példa a Duna magyarországi felső szakasza (Csoma és Kovács 1981, Rákóczi 2000), a Dráva horvát-magyar szakasza (Horváth 2002), illetve a Maros alsó szakasza Romániában (Právetz és Sipos 2014).

A kitermelt hiányzó hordalék miatt megbomlik a folyószakasz egyensúlya és a hiányzó hordalék pótlása miatt a bányászat környéki szakaszon medereróziós folyamatok indulnak el. A legfontosabb a meder bevágódása (Bravard et al. 1997), mely felvízi és alvízi irányba is megindulhat, amellyel a folyó a hordalékháztartást próbálja helyreállítani, így intenzíven erodálódni kezdi a medret, a mederformákat (zátonyok, szigetek) és a partokat (Kondolf 1997, Rinaldi et al. 2005). A mederkotrásból következő bevágódás a vízerőművek alatti medermélyüléshez hasonló folyamatokat indíthat el (Csoma 1987), amelyet Zanoni et al. (2008) is leírt a Tagliamento folyón, ahol a bányászat hatására felerősödő bevágódás következtében elkezdett szűkülni a meder. A bányászat következtében felszakadhat a mederpáncél is, mely a meder tovább mélyítésének irányába hat. Ezt Rákóczi (2000) vizsgálatai is kimutatták a Duna Szap és Szob közötti szakaszán. A mederből történő kavicsbányászat hatásának szemléltetésére a Maros romániai szakasza is jellemző példát mutat, ahol a bányászott szakaszon 0,2-0,4 méterrel vágódott be a folyó (Kiss és Nagy 2012).

2.3.5. Árvízvédelmi töltések

Az árvízvédelmi töltéseknek a legfőbb hatása a hullámtér feltöltődése, amely a felépülésük után a hordalék dinamikus lerakódásából adódik (Kiss et al. 2011b). A feltöltődés függ az adott folyó hidrológiájától, hordalékának mennyiségi és minőségi tulajdonságaitól, illetve a hullámér növényzettel való borítottságától és beépítettségétől, azaz az érdességétől (Kiss et al. 2002). A hordalék lerakódása mind mennyiségét, mind szemcseméretét tekintve nem egyenletesen rakódik le a hullámtéren. A folyó közelében ülepedik ki a legtöbb hordalék (övezátony-felszíneken és folyóhátakon) és a vízfolyástól távolodva egyre kevesebb és kisebb szemcseméretű anyag halmozódik fel, mely a lecsökkenő vízsebességből és az ezt jelentősen befolyásoló – általában a töltések felé növekedő – érdességből következik (Asselman és Middelkoop 1995, Oroszi és Kiss 2004).

A hordalék lerakódás (főleg a finomszemcsés) pedig magával vonja az ártér felszínének, magasodásának felgyorsulását az árvizek után (Schweitzer 2001, Sándor és Kiss 2006). A töltések nem csak a hordalék felhalmozódási ütemében okoznak változásokat, hanem az árhullámok levonulását is felgyorsíthatják, melynek következménye, hogy az alsóbb szakaszokon megnövekedhet a vízállás és vízhozam (Stegarioiu 1999).

3. KUTATÁSI TERÜLET

3.1. A Dráva hidrológiai jellemzői

A Dráva, a Tiroli-Alpokban, az olasz-osztrák határon ered (1228 m tszf), és 733 km megtétele után torkollik a Dunába (83 m tszf; Mantuáno 1974). Teljes hosszának kb. ötöde érinti Magyarország területét. Az egyik legfőbb mellékfolyója a Mura, amely Őrtilosnál ömlik a Drávába, ott ahol a folyó belép Magyarországra. A Mura torkolat alatt pedig már csak kis vízfolyások torkollanak a Drávába (Somogyi 1967).

A vízgyűjtő (40095 km²) nyugatról hegységekkel határolt, amelyek akadályt is állítanak a nyugat felől érkező légáramlatok útjába, viszont keleti irányba nyitott (3.1. ábra). A vízgyűjtő nyugat-keleti irányba hosszan elnyúlt (Lovász 1972), amely a lehullott csapadék, így az összegyülekezési idő miatt, tehát az árvizek levonulása szempontjából lényeges (Somogyi 1981).



3.1. ábra. A Dráva vízgyűjtője (forrás: Lovász 1972)

A vízgyűjtőnek közel fele 500-1000 m közötti magasságban helyezkedik el és baloldali aszimmetria jellemzi (3.1. táblázat). A domborzati viszonyok alapján két jól elhatárolható egységre osztható fel, a magashegységi alpi területre és a horvátországi- és dunántúli dombsági és síkvidéki területekre (Somogyi 1967). A vízgyűjtőnek Magyarországon csak kis része, 8431 km² található (György és Burián 2005).

A vízgyűjtő éghajlatát a mediterrán, az óceáni és a kontinentális klímahatások is befolyásolják (Majorlaki 1976). A csapadék főként eső és hó formájában jelenik meg, és eloszlásában nagy az évszakos eltérés (Lovász 1972). A lefolyási viszonyokat azonban nem csak a klimatikus tényezők határozzák meg, hanem lényeges szerepet játszik az alpi hó olvadása, a felszín kitettsége, vertikális tagolódása, és közettani felépítése is.

3.1. táblázat. Vízgyűjtőterület magassági megoszlása (forrás: Mantuáno 1974)

Magasság (m)	Vízgyűjtőterületből való részesedés (%)
3000 felett	0,3
3000-2000	5,7
2000-1000	19,0
1000-500	43,0
500-200	14,0
200-80	18,0

A Dráva esésviszonyait tekintve két jól elkülöníthető részre osztható: a nagy esésű (210-50 cm/km), jelentős eróziós munkát végző alpesi, és a kis esésű (40-5 cm/km) síkvidéki, allúviumát építő szakaszra (Mantuáno 1974). Utóbbi területi kiterjedését tekintve

jelentékenyebb (3.2. táblázat). A Mura (Őrtilos) és a dunai torkolat közötti szakasza egy mélyszerkezeti árokban található (Lovász 2013), az esése Őrtilos (236 fkm) térségében 45-50 cm/km, mely lefelé haladva egyre inkább mérséklődik és Drávaszabolcsnál (78 fkm) már csak 7-15 cm/km (Lászlóffy et al. 1965, György és Burián 2005). Mivel a forrás és a torkolat közötti szakasz szerkezetileg változatos felszínen található (Lovász 1967), így több természetes eséstörés is megfigyelhető, például ahol kilép a hegységből, illetve a vizsgálati területen található Vízvár (191 fkm) település mellett (Somogyi 1967).

**3.2. táblázat. Az esésviszonyok alakulása a forrástól a torkolat felé haladva
(forrás: Mantuáno 1974)**

Szakasz	Folyamkilométer	Esés (cm/km)
Lienz- Sachsenburg	670-596	200-210
Sachsenburg- Villach	596-541	130-140
Villach- Ormozs	541-315	120-130
Ormozs- Őrtilos	315-235	80-85
Őrtilos-Bélavár	235-190	30-35
Bélavár-Révfülu	190-120	25-30
Révfülu-Eszék	120-19	13-15
Eszék-torkolat	19-0	5-6

A Dráva bővizű, kiegyenlített vízjárású folyó (3.3. táblázat), melynek vízhozama 125 és 3000 m³/s között váltakozik (Szilvássy 2004, György és Burián 2005). Maribornál a közepes vízhozama 300 m³/s, a torkolatnál viszont már 653 m³/s. A legnagyobb árvízi vízhozamát Barcsnál mérték, mely 3190 m³/s volt 1972-ben (Majorlaki 1976). A Duna visszaduzzasztó hatása Drávaszabolcsig (76 fkm) hat (Somogyi 1967). A hóolvadás és a nyári csapadékmaximumok miatt levonuló árvizek mellett egy harmadik árvízes időszak is jellemző a Drávára, amely az őszi mediterrán hatásnak köszönhető (Lászlóffy et al. 1965). A kisvízes időszakok nyár és tél végén a jellemzőek. A domborzati viszonyok miatt a Mura vízgyűjtőjén hamarabb kezd el olvadni a hó, így a Mura torkolat (Őrtilos) alatti szakaszon nyár elején magasabb vízállások figyelhetőek meg. A legnagyobb árvíz a 19. században 1827-ben (Majdán 2008), míg a 20. században 1972-ben vonult le a folyón. A Dráva jégviszonyai kedvezőnek mondhatóak, ugyanis a jeges időszak legfeljebb egy hónapig tart (Somogyi 1967), viszont történeti feljegyzések szerint hidegebb teleken előfordult, hogy akár teherszállító szekerekkel is átkelhetek a befagyott folyón (T. Mérey 2002). A vízminőségi adatok alapján hazánk egyik legtisztább vízfolyásának tekinthető (Stundl 1976) és a betorkolló szennyezettebb Mura ellenére is jó a vízminősége (Varga 2002, Sallai 2004).

**3.3. táblázat. A vizsgált Dráva szakasz főbb hidrológiai paraméterei
(forrás: Vízrajzi Évkönyv, Horváth 2002)**

Vízmérce	LKV (cm) és (észlelés éve)	LNV (cm) és (észlelés éve)	KÖQ (m ³ /s)	NQ (m ³ /s)	Középes vízsebesség (m/s)
Őrtilos	-168 (2000)	476 (1972)	488	–	2,2 - 1,8
Barcs	-163 (2003)	618 (1972)	518	1433	1,5 - 0,8
Drávaszabolcs	-59 (2002)	596 (1972)	531	1365	1,2 - 0,8

A vizsgált szakaszon a hordalék szemcseméretét az antropogén hatások erőteljesen befolyásolták. Az Őrtilos (236 fkm) és Vízvár (191 fkm) közötti szakaszon durva kavicsos a hordalék és a 6 cm-es kavicsok is gyakoriak. Tovább haladva Barcsig (154 fkm) jellemzően egyre finomodó homokos kavicsból áll a fenékhordalék, Barcs alatt pedig már nincs benne kavics, hanem a fokozatosan finomodó homok veszi át a helyét. Ez a torkolat felé tovább finomodik és a dunai torkolatnál, már a finom homok dominál (Somogyi 1967, Mantuáno 1974, Horváth 2002). Az Őrtilos (236 fkm) és Drávaszabolcs (78 fkm) közötti szakaszon az

éves összes lebegtetett hordalékszállításban (480-650 ezer t/év) nem figyelhetőek meg akkora különbségek, mint az összes éves görgetett hordalék hozamban. Ez utóbbi Őrtilosnál 116 ezer t/év, Vízvárnál 40 ezer t/év, Barcsnál 83 ezer t/év és Drávaszabolcsnál a legtöbb, 206 ezer t/év (Horváth 2002). A hordalékhozamban lévő nagyfokú eltérések az Őrtilos és Vízvár közötti szakaszon folytatott kavicsbányászati tevékenységből adódnak.

A folyó vizsgált szakasza mentén alacsony és magas ártéri szintek húzódnak, amelyeken nagy számban találunk elhagyott Dráva medrevonulatokat is. Természetes magaspartok is kísérik a folyót, melyeket rövid szakaszokon alámos a meder (pl. Heresznyénél).

A Dráva a Mura alatti szakaszán felváltva folyik Magyarország és Horvátország területén, mely a terepi vizsgálatokat és felméréseket nehezíti. Drávaszabolcs után (70 fkm) pedig ismét teljesen horvát területen haladva torkollik a Dunába.

3.2. A Dráva szabályozás előzményei és végrehajtása

A Dráva magyarországi szakaszát mocsarak övezték, amelyek lecsapolásával már a rómaiak is megpróbálkoztak (T. Mérey 2002). A Dráva völgye a letelepedő magyarságnak is meghatározó területe volt. Kezdetleges árvízvédelmi munkákat már ekkor is végeztek, de a török időkben ezek elpusztultak, a Dráva menti területek elmocsarasodását eredményezve (Buchberger 1975).

A 18. században a Dráva mente olyan főúri családok kezébe került, akiknek érdekük fűződött a mocsárvilág mihamarabbi felszámolásához és így újabb termőterületek szerzéséhez (Remenyik 2005). Mária Terézia uralkodása idején a Dráva közlekedési útvonalként való hasznosítása is felmerült. A kivitelezésére több terv is készült, azonban ezek nagy része nem valósult meg a folyó hidrológiai sajátosságai miatt. Az egyik ilyen nagyszabású elképzelés a Tírolt Szegeddel összekötő vízi út volt, amelyben a Dráva játszott volna a kulcsszerepet, de olyan terv is készült, amelyben a folyót a Balatonnal kötötték volna össze (T. Mérey 2002). Az árvízvédelmi töltések építését is elkezdték, de a természetes védelmet nyújtó bal parton lévő magaspartoknál nem volt szükség védművekre. Az első tényleges folyószabályozási munkák 1784-ben indultak meg (Ihrig 1973), azonban egységes tervek nem készültek, a műszaki és hidrológiai kutatások nem voltak mélyrehatóak, így a kivitelezés sem a megfelelő módon, többnyire partbiztosítások nélkül történt (Majorlaki 1976). Emiatt gyakran előfordult, hogy a kanyarulat-átvágások mellé épített parti védműveket egy nagyobb árvíz elpusztította (Buchberger 1975, Remenyik 2005). Az első mederátmetszéseket a Mura és a dunai torkolat közötti – az akkor még nagymértékben kanyargós (3.2. ábra) – szakaszon 1784-1848 között végezték, 62 helyen metszve át a kanyarulatokat összesen 75 km hosszan (György és Burián 2005, Petrić 2014).



3.2. ábra. A Dráva Tótújfalu (139 fkm) és Drávasztára (116 fkm) közötti szabályozási térképe 1791-ből (forrás: Magyar Országos Levéltár – Arcanum Adatbázis)

Az 1886-os évtől az I. világháborúig ismét új lendületet kapott a Dráva szabályozása, ugyanis Zákány (227 fkm) és a torkolat közötti szakaszon újra felmerült a hajózóút biztosítása (Remenyik 2005). A felméréseket 1886-ban kezdték el, majd 1893-ra el is készült a szakasz szabályozási terve (György és Burián 2005). A Barcs alatti szakaszon (154-155 fkm) a hajózást akadályozó elemek felszámolását, míg felette a hajózási idény kitolását tűzték ki célul. A munkálatok 1895-ben indultak meg és 1904-re a Barcs alatti szakaszon hajózhatóvá tették a Drávát. A művelet során egy beágyazódott főmedret hoztak létre, melyet elzártak a korábbi levágott kanyarulatoktól. A kivitelezés során nem szakaszról-szakaszra haladtak a folyó mentén, hanem egyszerre több helyszínen végezték a munkálatokat. Mivel felértékelődött a Dráva, mint közlekedési folyosó, és a munkálatok is sikeresnek bizonyultak, így 1904-ben már olyan tervet készítettek, mely alapján egészen Varasdig hajózhatóvá teszik a folyót (Remenyik 2005). A munkálatok 1908-ban el is indultak, azonban a Zákány és Barcs közötti szakasznak csak kis részén (86,5 km-ből 32 km-en) végezték el a mederrendezést, mivel kitört az első világháború. A háború végeztével nem folytatódtak a szabályozási munkálatok, melynek köszönhetően több, viszonylag hosszú szakasz is található a folyón, amely még mindig szabadon fejlődhet. A két világháború közötti időszakban nem érték jelentős beavatkozások a vizsgált szakaszt, leszámítva a meglevő védművek fenntartását. Kijelenthető, hogy a trianoni békeszerződéseket követően néhány lokális beavatkozást leszámítva, vízrendezési szempontból elhanyagolt lett a Dráva (Somogyi 1967).

A II. világháborút követően, Magyarország és Jugoszlávia tárgyalásokba kezdett a Drávával kapcsolatos árvízvédelmi együttműködésről, illetve megegyezés született vízerőművek építéséről (Máthé 1965). Ennek alapján 1957-ben létrejött a Magyar-Jugoszláv Vízgazdálkodási Bizottság, melyben megállapodtak abban, hogy a Dráva, Mura és a dunai torkolat közötti szakasza közös érdekű lesz és bármilyen, a folyót érintő problémát közösen kell megoldaniuk (Polohn és Szappanos 1980, Remenyik 2004a). A Drávával kapcsolatos együttműködést és a fejlesztési munkálatokat egyre fontosabbá tették az 1960-70-es években levonuló nagy árvizek (LNQ: 1972-ben), így mindkét ország a folyó rájuk eső partján vállalta, hogy megépíti és kijavítja a védműveket. Az 1970-es években (a bal parton) Drávaszabolcs és az országhatár között felújították, illetve attól folyásirányban lefelé Eszékig megépítették az árvízvédelmi töltéseket (Polohn és Szappanos 1980).

Az utolsó jelentős mederrendezési munkálatokat a 20. század második felében végezték (Remenyik 2005, Aquaprofit 2007). A dunai torkolat és a Barcs közötti szakasz 1985-től csaknem teljesen szabályozottnak tekinthető, ahol partbiztosításokat, sarkantyúkat és keresztgátakat építettek a mederbe, hogy egységes főmedret alakítsanak ki a hajózhatóság biztosítása miatt. Az utolsó jelentős beavatkozás ezen a szakaszon a zalátai és drávasztárai kanyarulatok (107-118 fkm) átvágása volt. A Barcs feletti szakaszon már jóval kisebb mértékben szabályozták a Drávát. Itt a legjelentősebb beavatkozás a vízvári öreg kanyar átvágása (199-191 fkm) volt 1979-1982 között, ami további problémát generált a folyón, mivel a laza mederanyag miatt gyorsan változik a folyó medre (Polohn és Szappanos 1980, Litauszki és Crkvenjakov 1986). Az utolsó jelentősebb meder-szabályozás munka itt 1978 és 1980 között történt, amikor átvágtak egy kanyarulatot Botovo mellett (229-227 fkm; Litauszki és Crkvenjakov 1986). Folyásirányban tovább haladva felfelé, a Mura torkolat és a Donja Dubrava-i vízerőmű üzemvíz csatornája közötti szakaszon csak kevés lokális szabályozási műtárgy épült.

A Drávára a legjelentősebb hatást a 20. században Ausztriában, Szlovéniában és Horvátországban felépült vízerőművek gyakorolták, amelyek erőteljesen megváltoztatták a víz- és a hordalékjárást. A legelső vízerőmű 1918-ban épült Szlovéniában (405 fkm) Fala mellett (Máthé 1965, Litauszki és Crkvenjakov 1986). Napjainkra pedig már 22 vízerőmű és mögöttük összesen 800 millió m³ tározókapacitású víztározó található a Dráván, mellyel a

folyó Mura torkolat feletti vízerőművekkel terhelt szakaszát lényegében csatornázták (Szilvássy 2004, György és Burián 2005).

A vizsgált szakaszhoz legközelebb Horvátországban három vízerőmű épült: a varasdit (302 fkm) 1975-ben, a cakovecit/csáktornyait 1982-ben (278 fkm) és a legalsót, a Donja Dubrava-it/alsódomboruit (254 fkm) 1989-ben helyzeték üzembe (Szekeres 2003, Grdan és Keresztes 2004). Ezek a vízerőművek és a mögöttük lévő tározók a hordalék – azon belül is a durvaszemcsés fenékhordalék – szinte teljes részét csapdazzák (Bonacci és Oskoruš 2008). A vízerőművek hatására bevágódás (2-3 cm/év) indult el az alvízi szakaszon, ami a legalsó, Donja Dubrava-i erőmű felépülése után még dinamikusabbá vált. Napjainkban ez utóbbi erőmű gyakorolja a legnagyobb hatást az alatta lévő folyószakaszra (Remenyik 2004b).

A két ország még 1988-ban megállapodott a Dráva Őrtilos alatti szakaszának komplex hasznosításában és a korábbi elképzelések szerint Gyurgyevác, Barcs, Drávaszabolcs és Eszék mellett vízerőművek építését tervezték (Majorlaci 1976, Szilvássy 2004). A vízvári öreg kanyar átvágása során kialakított meder méreteit is már a Barcs-Gyurgyeváci vízerőmű által felduzzasztott mederhez méretezték (Remenyik 2005). Magyarország az 1990-es évek elején az egyezményt felmondta, így Horvátország egy másik erőművet tervezett Botovo, majd később megváltoztatva a helyszínt Novo Virje közelébe (Závoczky 2005, Schmidt 2007, Viczián és Zatykó 2011). Ez a terv azonban a környezetvédők erős ellenállásába ütközött, mivel a Duna Dráva Nemzeti Park élővilágában jelentős károkat okozott volna a csúcsra járatott erőmű.

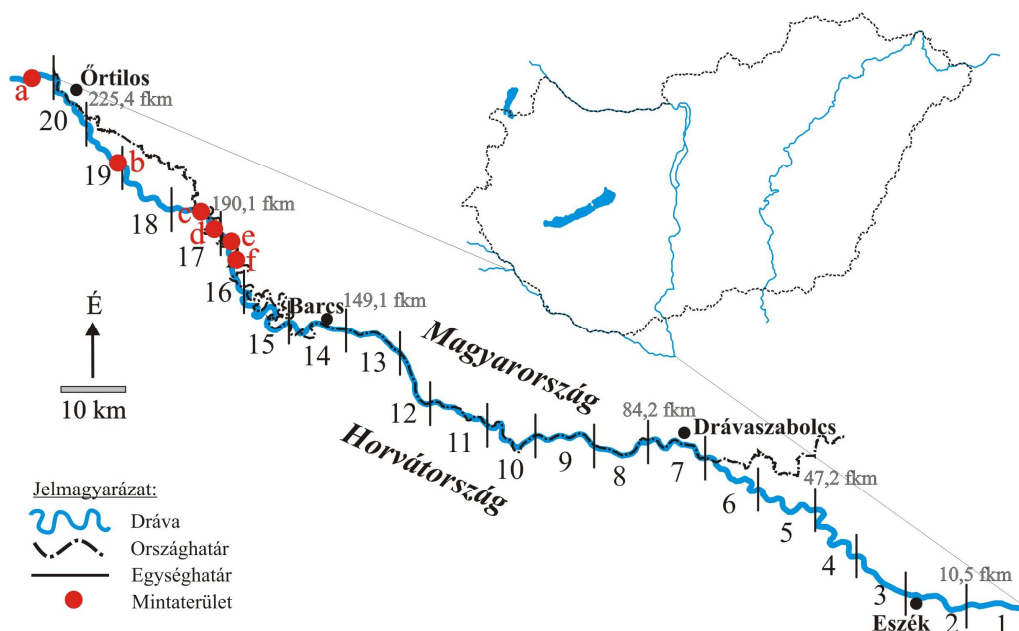
Lényeges tényező volt a Dráva hidro-morfológiai viszonyainak alakításában a mederből történő kavics- és homokbányászat. Ennek mértéke hazánkban átlagosan 160-180 ezer t/év, míg a horvát oldalon 500-700 ezer t/év volt. A kavicsbányászat eredményeként az Őrtilos és Vízvár közötti szakaszt nagyfokú túlkotrás, míg a Vízvár és Barcs közötti szakaszt mérsékelt túlkotrás jellemezte. A vízerőművek hordalékcsapdázása és a kavicsbányászat együttesen nagymértékű (80-100 cm) medermélyülést eredményezett (Horváth 2002, Bonacci és Oskoruš 2008). Napjainkra azonban a bányászati tevékenység befejeződött elsősorban a természetvédelemi értékek megőrzése és fenntartása érdekében.

3.3. A mintaterületek bemutatása

A Dráva hidro-morfológiájában végbement hosszú- és rövidtávú változások vizsgálta érdekében a Donja Dubrava-i vízerőmű alatt elhelyezkedő, legfelső szabadon fejlődő Dráva kanyarulattól (241 fkm) egészen a torkolatig tartó mintaterületet jelöltem ki (3.3. ábra). A mederben és a szigeteken végbement változások hosszú távú kutatását elsősorban a Mura és a Duna közötti Dráva szakaszon végeztem, a korlátozottan rendelkezésemre álló térképek miatt. Az elemzéshez a vizsgált Dráva szakaszt húsz, egyenként 10 km-es egységre osztottam fel. A 14. egységtől folyásirányban lefelé erőteljesebben szabályozták a folyót a 20. században partbiztosítások és sarkantyúk révén. Ezzel szemben a 15. egységtől folyásirányban felfele haladva jóval kevesebb mederrendezés történt.

A kanyarulatfejlődés tér- és időbeli változásait négy kanyarulatban vizsgáltam meg a Donja Dubrava-i vízerőmű és Barcs közötti – direkt antropogén hatásokkal kisebb mértékben érintett – szakaszon. A folyásirány szerinti legfelső mintaterület Donja Dubrava mellett (241-240 fkm), a Mura torkolat felett található, csupán 7 km-re a legalsó, Donja Dubrava-i vízerőműtől. Ezért ezt a mintaterületet érintik leginkább a létesítmény által generált napi, akár 1,5 m magas „mini árhullámok”. A Gola melletti (216-215 fkm) kanyarulat folyásirányban lefelé 40 km-re helyezkedik el az erőműtől, de még így is napi 1,0-1,2 m-es vízjáték jelentkezhet. Itt már találhatóak mederszabályozási műtárgyak, bár ezek a kanyarulat jelenlegi fejlődését kevésbé befolyásolják. Folyásirányban lefelé haladva a harmadik mintaterület Heresznyénél (188-187 fkm), míg a legalsó Bolhónál (185-184 fkm) található. Ezekben a

kanyarulatokban már kisebb mértékben jelentkezik a Donja Dubrava-i erőmű hatása, mivel 0,6-8,0 m napi vízjáték a jellemző.



3.3. ábra. A Dráva 236 km-es szakasza, 20 egységre bontva, illetve a vizsgált kanyarulatok és szigetek elhelyezkedése. a: Donja Dubrava; b: Gola; c: Novo Virje; d: Vízvár; e: Heresznye; f: Bolhó

A pusztuló külső ívek magasságában eltérések vannak, de nem csak az egyes mintaterületek között, hanem adott kanyarulatban is nagymértékű magasságkülönbségek figyelhetők meg. A Donja Dubrava-i kanyarulat külső íve a kisvizek szintje felett 3,5-4,5 m magasságban és 1150 m hosszúságban pusztult 2015-ben. A folyásirányban lejjebb található golai mintaterületen 1480 m hosszúságban hátrált a 2-3 m magasságú pusztuló part. A heresznyei kanyarulatban már két jelentősen eltérő magasságú szakaszon hátrált a külső ív, ugyanis a folyásirány szerinti felső szakaszán egy 20-22 m magasságú magaspart húzódik a kisvizek szintje felett 520 méter hosszan, míg az alsó szakaszán 850 méter hosszúságban erodálódik egy 3-3,5 méter magasságú part. Továbbá a heresznyei kanyarulat külső ívének középső szakaszán (alacsony partnál) egy kisebb sarkantyút építettek, mely 4-5 méterre nyúlik bele a mederbe, amelyet azért létesítettek, hogy az itt található mezőgazdasági szivattyút, illetve a később létesített vízmércét bevédjék. A bolhói kanyarulat külső ívének középső szakaszán viszont már egy jelentős partbiztosítás található, megközelítőleg 160 m hosszan (a kikötő és a hozzá kapcsolódó telep védelme érdekében). Ezért a parthátrálást csak ettől folyásirányban felfelé lehetett felmérni, egy 470 m hosszúságú és a vízszint fölé 6-7 méterre magasodó partfalon. Ugyanakkor a bolhói kanyarulat fejlődését befolyásolhatta a kanyarulatban az 1995 és 2011 között zajló kavicsbányászat is.

A közvetlen antropogén hatásra formálódó szigetek vizsgálatához két formát választottam ki. A Novo Virje melletti sziget (193,5 fkm) egy sarkantyú alvízi szakaszán keletkezett a vízvári öreg kanyar 1979-1982 között történt átvágáskor létrehozott új mederben (vezérárok). A 2007-es felmérés idején a sziget folyásirány szerinti felső és a sarkantyú között 92 méter volt a távolság. A sziget és a sarkantyú között egy kisebb sziget is felfedezhető, így itt nem csak egy szigetről beszélhetünk, hanem egy forma együttesről. A vízvári sziget (191,2 fkm) a Novo Virje-i formától 2,3 kilométerre található, folyásirányban lefelé. Viszont ez egy sarkantyú felvízi szakaszán helyezkedik el, attól (2007-ben) 85 méterre.

4. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A Dráva vízerőművek alatti szakaszának hidro-morfológiájában a 19. század végétől végbement változások megismeréséhez több módszert is alkalmaztam. Az elemzésekhez olyan eljárást is igénybe vettem, melyeket már korábbi kutatások során is sikeresen használtak, viszont néhány módszertani alkalmazást a Dráva viszonyaihoz alakítottam.

4.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata

A Dráva morfológiájában bekövetkezett változások elemzéséhez elengedhetetlen a hidrológiájának a megismerése, hiszen a vízjárásban bekövetkezett változások az ártér, a meder és a benne lévő képződmények átalakulását is magával vonják. Célom volt annak megállapítása, hogy miként alakultak a jellegzetes vízállások és vízhozamok, ezek tartóssága, az árvizek, illetve a havi és napi vízjárás. A hidrológiai elemzéseket azért tartottam nagyon fontosnak, mert a 20. században a Dráván létesült vízerőművek a vízjárást jelentősen módosították (Bonacci és Oskoruš 2008, 2010).

A vízjárásban bekövetkező időbeli változásokhoz a barcsi (154,1 fkm) vízmérce napi vízállás (1901-2014) és vízhozam (1960-2014) adatsorait használtam fel. A barcsi vízmérce segítségével a Dráván először megépült erőmű (1918) előtti időszak vízállás és vízhozam alakulása is bemutatható, amikor még „vízerőmű mentes” volt a folyó. A vízállás térbeli változásainak bemutatásához pedig az Őrtilosnál (235,9 fkm) található vízmércével vettem össze a barcsi állomás adatait. Azért a barcsi vízmércét választottam alapul a hosszú távú vizsgálatokhoz, mivel itt 1901-ben indult el a vízállásmérés, míg Őrtilosnál csak 1958-ban.

Az elemzés során meghatároztam az éves legkisebb (KV), közepes (KöV) és legnagyobb (NV) vízállás adatait, a reggel 7 órai vagy az ehhez legközelebbi vízállás értékek felhasználásával. Az 1901 és 2014 közötti adatsort pedig felosztottam a vízállásban megjelenő jelentősebb változások alapján.

A jellegzetes éves legkisebb (KQ), közepes (KöQ) és legnagyobb (NQ) vízhozamok alakulásnak bemutatásához szintén a barcsi vízmérce adatait használtam. Mivel Barcsen csak 1960-tól van vízhozam mérés, így itt leginkább a horvátországi vízerőművek hatása vizsgálható. Az elemzésekhez számított vízhozam adatokat alkalmaztam. Ez azért lényeges, mivel a valós vízhozam adatoktól eltérést mutatnak, ugyanis míg 1972-ben jelentkezett a legnagyobb mért vízhozam ($3190 \text{ m}^3/\text{s}$), addig a számított vízhozam adatok alapján ebben az évben $3020 \text{ m}^3/\text{s}$ volt a legnagyobb vízhozam a barcsi szelvényben.

A vízállás és a vízhozam értékek egymáshoz viszonyított alakulásából következtethetünk a bevágódásra is, hiszen minél mélyebb a meder, úgy változik a keresztshelvényének a területe is, így ez esetben több víz szállítására képes. Ezért megvizsgáltam, hogy a különböző (50 cm, 100 cm, 150 cm, 200 cm) vízállásokhoz milyen vízhozamok tartoztak az egyes években az 1960 és 2014 közötti időszakban.

Megfigyelhető, hogy a vízerőművek hatása markánsan megjelenik a nagyvizek szabályozásában, ezért elemeztem az árvizes napok és az árhullámok számát, illetve az árvizek visszatérési idejét. A barcsi vízmércén azokat a vízszinteket tekintettem árvíznek, amelyek meghaladják a mederkitöltő (420 cm) vízállást, ami a vízmérce keresztshelvényben az alacsonyabb partélhez tartozik.

Vízállás és vízhozam tartóssági görbéket is készítettem, melyek segítségével megállapítható, hogy a vízállások és vízhozamok milyen időbeli mértékben haladták meg az adott vízszintet és vízhozamot az egyes időszakokban.

Az éves és havi vízállás adatok elfedik a naponta jelentkező, csúcsra járatásból adódó „mini árhullámokat”, így a napi vízjárást is elemeztem. A mesterséges árhullámokat azonban a napi egyszeri adatok nem tükrözik, így ezek elemzéséhez a reggeli és esti vízállásokat

használtam fel. Ehhez 20 napos szeptemberi – egyenletes vízállású – adatsort választottam egy vízerőműmentes évből (1916), illetve a Donja Dubrava-i létesítmény üzembe lépése utáni évből (1991). Emellett a 2002-es adatsor alapján meghatároztam, hogy az őrtilosi és a barcsi vízmércéken miként változik a napi árhullám magassága, ugyanis a vízmércék 82 fkm távolságban helyezkednek el egymástól, ami alatt az árhullámok ellapulhatnak.

4.2. A meder, a szigetek és a kanyarulatok változásainak hosszú távú vizsgálata

A mederben és a szigetekben végbement hosszú távú változások elemzéséhez a III. Katonai Felmérést (1878-1882, M=1:25000), a Dráva Vízrajzi Atlaszt (1966-1968, M=1:25000), horvátországi topográfiai térképeket (1977-1979, M=1:25000; 1980-1982, M=1:5000; 2003-2006, M=1:25000), a Google Earth műholdképeit (2006-2007) és egy 2011-es horvát légi felvételt (M=1:5000) használtam fel. Bár a felvételek több év alatt készültek, az egyszerűség kedvéért az adott felvételezés utolsó évére utalok csak az elemzés során.

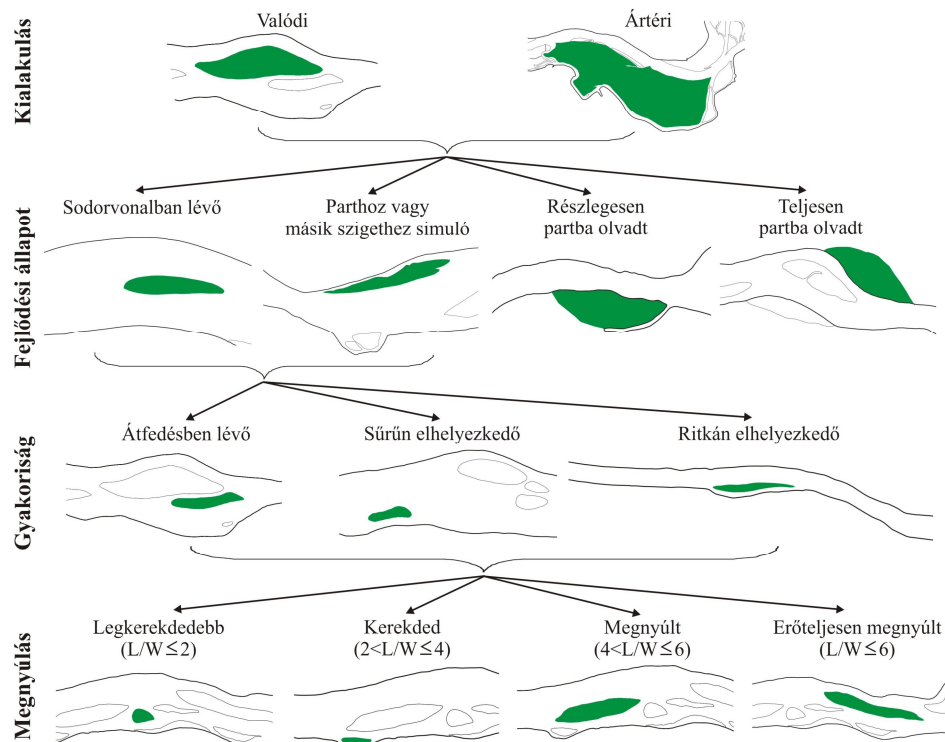
A Mura és Duna közötti Dráva szakaszt 20 különálló, 10 km-es egységre osztottam fel a folyóvölgy alapján, így a szakaszok határai azonos helyen helyezkedtek el mindegyik időpontban. A vizsgált folyószakaszt morfológiai jellegzetességei alapján tovább bontottam felső (20-15. egységek) és alsó szakaszra (14-1. egység), mivel a felső szakaszt mindegyik időpontban jelentős számú sziget jellemezte, míg az alsó szakaszon jóval kevesebb sziget helyezkedett el (Andrási és Kiss 2013). A 14. egységtől folyásirányban lefelé a Dráva már jóval szabályozottabbnak tekinthető az 1980-as években véghezvitt mederrendezések miatt.

A térképeket és műholdképeket ArcGIS 10.1 segítségével geo-korrigáltam EOV rendszerbe, majd berajzoltam a meder és a szigetek, illetve a zátonyok partvonalát. A meder partvonalának megrajzolása az olyan szigetek miatt volt nehézkes, amelyeknél a mellékágak annyira leszűkültek, hogy a szigetek beleolvadhatnak a partba. Ezért a meder meghatározásakor a főág szélességének tizedénél szűkebb mellékágakat nem tekintettem a főmeder részének, tehát a szigetek már nem tartoztak a mederbe. Az egységek vízfelületének területét (T) úgy kaptam meg, hogy a partélek által határolt poligon területéből kivontam a szigetek területét. A meder átlagos szélességénél (W) az adott egység területét (a szigetek területét is belevéve) osztottam el az egység középvonalának hosszával. Blanka (2010) Hernádon végzett vizsgálatait során kiszámolta, hogy az előbbi módszer és a hagyományos, 100 méterenként a meder középvonalára húzott merőlegesek alapján számított mederszélesség értékek között 1 méter alatti a hiba.

Szigetként határoztam meg azokat a formákat, amelyeket víz vesz körül és fás-bokros növényzet borít. Ezek egy része azonban idővel átalakul, és egyre keskenyebbé válik a mellettük húzódó mederág, aminek lassú elhalásával a sziget részlegesen vagy teljesen a partba olvad. Mivel ez nem látszik mindig egyértelműen, ezért a szárazföldhöz kapcsolódó (egykori) szigeteket is bevontam a vizsgálatba, hiszen utalnak a folyó dinamikájára. A térképeken a szigetek leválogatása egyszerűbb feladat volt, a jól elkülöníthető jelölések miatt. Ezzel szemben a műholdképeken már bonyolultabb volt a formák meghatározása, ugyanis gyakran nehézségbe ütközött a szigetek és a hozzájuk simuló zátonyok közötti határ meghúzása. Ezért ahol kopár és növényzettel borított felszínek váltakoztak, ott azokat a formákat tekintettem szigetnek Zanoni et al. (2008) definíciója szerint, amelyeknek legalább 75%-át borította növényzet. További problémát okozott, ha egy sziget két egység határán helyezkedett el. Ilyen esetben a formát abba az egységbe soroltam, ahová területének nagyobb része esett.

A vizsgált időszak alatt a szigetek fajtái és elhelyezkedésük is átalakult (Kiss és Andrási 2014). Ahhoz, hogy ezt a folyamatot nyomon követhessem, többféleképpen csoportosítottam a szigeteket. **Kialakulásuk alapján** a szigeteknek két típusát különböztettem meg (4.1. ábra). *Valódi szigetnek* tekintettem minden olyan szigetet, amelyek nagy valószínűséggel zátonyból

alakultak ki. Ezek a formák többnyire kisméretűek, ezért elkülönítésükhöz azt a módszert alkalmaztam, hogy a szigetek legnagyobb szélességének háromszorosa kisebb, mint a megegyező keresztmetszetben a meder szélessége. Ezzel szemben az *ártéri szigetek* nagyobb méretűek és gyakran természetes lefűződés vagy kanyarulat átvágás révén, esetleg a kisebb formák összeolvadásával jöttek létre. Ha a sziget szélessége háromszor nagyobb, mint a (sziget nélküli) meder szélessége az adott keresztmetszetben, akkor az ártéri szigetek közé soroltam. Ebbe a kategorizálásba azonban azokat a szigeteket még nem vettem bele, amelyek már kapcsolódtak a parthoz, mivel ebben az esetben az ártér részének tekintettem.



4.1. ábra. Különböző szempontokat figyelembe véve a szigeteknek többféle típusa különíthető el

A szigeteket ezután a **fejlődési állapotuk**, azaz a sodorvonalhoz viszonyított helyzetük alapján is csoportosítottam. Az így kialakított csoportok bármelyikének lehet tagja valódi és ártéri sziget is. A *sodorvonalban lévő* szigetek megosztják és elterelik a sodorvonalat. Ebbe a csoportba soroltam azokat a szigetek is, amelyek egy aktív mellékág sodorvonalát osztják meg. A *parthoz vagy másik szigethez simuló* szigetek lassan elveszítik különálló sziget jellegüket és előbb vagy utóbb megszűnnek szigetként létezni az őket elválasztó mellékág elhalása miatt. A *részlegesen partba olvadt szigetek* partvonaluk egyes szakaszán a folyóparthoz vagy egy nagyobb szigethez kapcsolódnak, azonban a mellettük lévő mellékágnak még csak egy része töltődött fel és a többi részén víz található. Ezzel szemben a *teljesen partba olvadt* szigetek már szinte teljesen az ártér részét képezik, a mellékáguk már feltöltődött, melyben csak nagyobb vízállások idején folyhat víz.

A következő lépésként a mederben aktívan formálódó, tehát a sodorvonalban lévő és parthoz vagy másik szigethez simuló szigetek **gyakoriságát** vizsgáltam meg Wyrick és Klingeman (2011) osztályozását átalakítva. Céлом a szigetek egymáshoz viszonyított helyzetének a megállapítása volt. Az *átfedésben lévő szigetek* esetében a meder egy keresztmetszetében két vagy több sziget fordult elő, tehát a folyó legalább három ágra bomlott. *Sűrűn* elhelyezkedő szigetek esetében a mederkeresztmetszetben legfeljebb két sziget található, vagy folyásirányban a szigetek közötti távolság kisebb, mint a folyó

szélességének a tízszerese. *Ritkán* elhelyezkedő szigetek esetében az adott mederkeresztmetszetben csak egy sziget van és folyásirányban a szigetek közötti távolság nagyobb, mint a folyó szélességének a tízszerese.

A mederben formálódó szigeteknek a **megnyúlási indexét** is kiszámoltam, ami a sziget legnagyobb hosszának (L) és legnagyobb szélességének (W) a hányadosa, amely utal a szigetet körülvevő közeg energiaviszonyaira. Ehhez az elemzéshez a sodorvonalat megosztó és parthoz vagy másik szigethez simuló szigeteket használtam fel. Minél nagyobb értéket vesz fel az index, annál inkább elnyúltabb alakú a sziget, ami arra utal, hogy közvetlen környezetében a folyó nagyobb energiájú, ezért a sziget dinamikusan formálódhat. Minél kisebb a megnyúlási index, annál inkább kerekdedebb a sziget alakja, tehát a folyó kisebb mértékben rombolja, sőt inkább az akkumulációs folyamatok dominálhatnak. Itt is meghatároztam különböző kategóriákat: legkerekdedebb ($L/W \leq 2$), kerekded: ($2 < L/W \leq 4$), megnyúlt ($4 < L/W \leq 6$) és erőteljesen megnyúlt ($L/W \leq 6$).

4.3. Kiválasztott mintaterületeken a szigetek és kanyarulatok fejlődésének részletes vizsgálata

Összesen hat mintaterületen részletesen is megvizsgáltam a szigetek és a kanyarulatok fejlődését (4.1. táblázat). Ehhez részben a már említett térképi adatokat és műholdfelvételeket használtam, részben önálló RTK-GPS felmérést, geomorfológiai térképezést és dendrológiai méréseket végeztem.

4.1. táblázat. A kanyarulatok épülő- és pusztuló partjainak hosszú és rövidtávú elemzéséhez használt állományok és s felmérések időpontja

Donja Dubrava		Gola		Heresznye		Bolhó	
Térkép és légifotó	Terepi felmérés	Térkép és légifotó	Terepi felmérés	Térkép és légifotó	Terepi felmérés	Térkép és légifotó	Terepi felmérés
1979	2011 okt.	1979	2011 okt.	1979	2011 okt.	1979	2011 okt.
1982	2012 okt.	1982	2012 okt.	1982	2012 okt.	1982	2012 okt.
2003	2013 okt.	2006	2013 okt.	2003	2013 okt.	2003	2013 okt.
2011	-	2011	-	2011	2014 okt.	2011	2014 okt.
-	2015 jan.	-	2015 jan.	-	2015 jan.	-	2015 jan.

A kanyarulatok külső ívén a pusztuló partok rövidtávú vizsgálatához jellemzően 2011 és 2015 között, minden év októberében felmértem a partokat. Sajnos 2014 októberében a magas vízállás miatt, csak a heresznyei és bolhói pusztuló partokat tudtam megközelíteni, így 2015 januárjában megismételtem a méréseket. A pusztuló partéleket Topcon HiPer Pro RTK GPS-el mértem fel, 1-2 méterenként felvéve a pontokat, ahogy azt a partot borító növényzet vagy uszadék lehetővé tette. A különböző időszakokban lepusztult partanyag mennyiségét ($m^3/év$), az egyes évek partvonalai által határolt poligon átlagszélességének és középvonalának, illetve a partfal magasságának szorzatából kaptam meg. Utóbbit mederkeresztshelvények segítségével határoztam meg.

A terepi felmérés során részletes geomorfológiai felmérést végeztem, melynek segítségével geomorfológiai térképet rajzoltam. Ezen feltüntettem az átfolyásokat, sarlólaposokat, az árvizek során a lerakott hordalékból létrejövő hullámos felszíneket, a formák határán található tereplépcsőket, a fás- és lágyszárú növényzet, illetve a legkülső kopár övzátóny határát.

A Donja Dubrava-i és a gola-i övzátóny felszíneken keresztshelvényeket is felvettem az övzátóny-felszínnek hossz tengelyére merőlegesen, hogy meghatározhassam a felszín magassági viszonyainak alakulását. A méréshez Topcon HiPer Pro RTK geodéziai GPS-t alkalmaztam. A felmérés során a formáktól függően vettem fel a pontokat igen nagy sűrűségben (akár 0,5 m), azaz egy hullámos felszínen, illetve formák határán sűrűbben

helyeztem el pontokat, mint egy kevésbé változatos felszínű térrészen. Azért csak ezeken az övzátony-felszíneken tudtam ilyen felmérést végezni, mivel a heresznyei és bolhói belső ívek ugyan magyar területek, viszont a Dráva jobb partján fekszenek, így csak csónakkal lehet azokat megközelíteni, melyre ekkor nem volt lehetőségem.

A kanyarulatok belső ívének és a szigeteknek a tér- és időbeli fejlődését a felszínükön megtelepedett fűz- és nyárfák kora alapján vizsgáltam meg, hiszen ezek a fák a középvíznél magasabbra emelkedő zátonyfelszíneket a képződésüket követő első vegetációs periódusban elfoglalhatják, így kiválóan mutatják, hogy mikorra tehető a felszínek kialakulása (Sipos és Kiss 2001). A módszer segítségével az adott felszín minimum kora adható meg, ami alapján a kanyarulatfejlődés és a szigetépülés üteme és térbelisége is meghatározható (Everitt 1968).

A terepi felmérés során a fafűrészeket szelvények mentén végeztük: a kanyarulatokban az övzátony-sorokra merőlegesen és azok gerincvonalai mentén, míg a szigeteken a forma hossz tengelyére merőlegesen. A mérések nem csak a szelvények mentén zajlottak, hanem adott formák (pl. átfolyás) határán is megmintáztuk a fákat. A fák és a szelvények helyeit Garmin 60CSx kézi GPS-el jelöltük meg, amely segítségével az izokron térkép könnyen megrajzolhatóvá vált.

Az övzátony-felszíneken és a Novo Virje melletti szigeten a dendrológiai felmérését 2013-ban végeztük, míg a vízvári szigeten 2008 júniusában. Az adott formán a legvastagabb, így valószínűleg legöregebb fákból bötűzővel, 1,0 m magasságban vettük a mintát, összesen 403 fát megmintáztuk (Donja Dubrava: 87 db; Gola: 84 db; Heresznye: 60 db; Bolhó: 66 db, Novo Virje: 38 db; Vízvár 68 db). Az évgyűrűket LEICA S4E sztereomikroszkóp segítségével 6,3-30-szoros nagyítás alatt számoltam meg. A GPS mérések és a fák kora alapján izokron térképeket szerkesztettem, majd meghatároztam az egyes felszínek épülési időszakait. Lényeges megjegyezni, hogy az átfolyásokban és a mélyebb térszíneken is megtelepedhetnek a fák, viszont ezek jóval fiatalabbak, mint amelyek a hamarabb szárazzá vált övzátonyokon találhatók.

5. EREDMÉNYEK

A vizsgálatom legfőbb célja, hogy bemutassam a 19. századtól napjainkig terjedő időszakban a Dráva horvátországi vízerőművek alatti szakaszának hidro-morfológiájában történt módosulásokat és az azokat befolyásoló tényezőket. Mivel a mederben bekövetkezett változások szoros összefüggésben állnak a vízjárással, így először megvizsgálom, hogy miként alakult a Dráva vízállása és vízhozama a 20. század elejétől. A folyó osztrák, szlovén és horvát szakaszán 22 vízerőmű létesült a 20. század folyamán. Ezek a létesítmények jelentősen módosítják a vízjárást, hatásuk nem csak éves, hanem napi szinten is megjelenik, melynek következtében a meder és az abban lévő képződmények is átalakulhatnak.

Célom feltárni, hogy milyen módon és mértékben módosult térben és időben a vízfelület területe és a meder szélessége. Ezzel összefüggésben elemzem a szigetekben és azok morfológiájában végbement változásokat. Emellett, kitérek a mederrendezési munkálatok során létesített sarkantyúk fel-, illetve alvízi szakaszán képződött szigetek épülésére és fejlődésére. Ezt követően a napjainkban is dinamikus kanyarulatfejlődést mutatom be több kanyarulat példáján, a külső ívek pusztulásának és a belső ívek épülésének sajátosságaival. Végül a fonatosság és kanyargósság tér- és időbeli változásait tanulmányozom a meder és a szigetek formálódásával összekapcsolva, így a Dráva általam vizsgált szakaszán a meder változásait és annak lehetséges okait mutatom be.

5.1. A Dráva hidrológiájának alakulása 1901 és 2014 között

A vízjárásban hosszabb időszak alatt végbemenő változásokból következtethetünk a vízrendszert vagy egy folyószakaszt ért természetes, vagy emberi hatások bekövetkezési idejére és azok mértékére. A meder és képződményeinek formálódása többek között függ a folyó vízjárásától is, így vizsgálata elengedhetetlen a Dráva morfológiájában bekövetkező változások értékelésekor. A vízjárás természetes körülmények között is módosulhat, ugyanakkor a Drávát jelentős mértékben érintették az emberi tevékenységek, amelyek vízjárást átalakító hatása megkérdőjelezhetetlen.

Ahhoz, hogy feltárjam a Dráva hidrológiájában végbement folyamatokat, illetve elemezzem a vízerőművek hatását, a barcsi vízmérce vízállás (1901-2014) és vízhozam (1960-2014) adatait használtam fel. Az első drávai erőmű (1918) előtti években is történt már napi rendszerességgel vízállásmérés, így egy olyan időszak is bemutatható, amikor még „vízerőmű-mentes” volt a folyó. A napi vízjáték természetes körülmények között is megfigyelhető, azonban olyan nagy változékonyság nem jellemzi, mint egy csúcsra járatott vízerőművekkel szabályozott vízfolyáson. A csúcsra járatás hatásainak tanulmányozásához az őrtilosí vízmérce (1958-2014) vízállás adatait is felhasználtam, mivel a barcsi vízmércéhez képest közelebb helyezkedik el a vízerőművekhez, így ezzel a napi árhullámok magasságának folyásirányban lefelé történő alakulása, azaz a vízerőművek hatástávolsága is vizsgálható. Ez az oka annak, hogy vizsgálataimban a horvátországi vízerőművek hangsúlyosabb szerepet kapnak, ugyanis a vizsgált Dráva szakaszhoz – így a vízmércékhez is – ezek vannak a legközelebb, ezáltal a hidrológiára gyakorolt hatásuk is jelentősebb.

5.1.1. A jellegzetes vízállások alakulása

A barcsi vízmérce jellegzetes éves kis- (KV), közepes- (KöV) és nagyvízi (NV) vízállás adatait a vizsgált 1901 és 2014 közötti években 5 időszakra osztottam fel. Ezeket az időszakokat az egyes vízerőművek üzembe lépésével [1918: Fala (405 fkm); 1942: Schwabeck (474 fkm); 1968: Feistritz (539 fkm); 1975: Varasd (302 fkm); 1982: Čakovec (278 fkm); 1989: Donja Dubrava (254 fkm)] kapcsoltam össze (5.1. táblázat, 5.1. ábra).

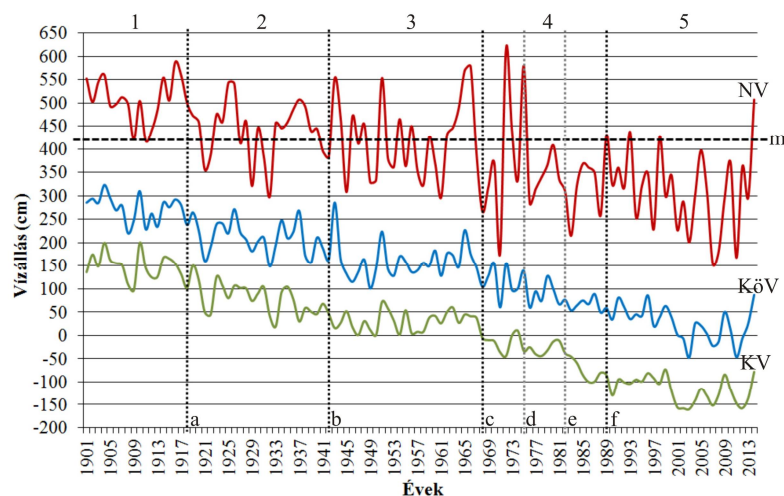
Ismert tény, hogy ezekben az időszakokban is épültek erőművek a Dráván, azonban az elkülönítésnél csak azokat vettem figyelembe, amelyek hatása erőteljesen megjelenik a vízállás görbéiben. Ugyanakkor a horvátországi vízerőművek alapján is felosztottam a vízállás adatsorokat, hogy a vizsgált szakaszon a vízjárásra gyakorolt hatásukat bemutassam.

Az **1901-1917** közötti években még nem voltak vízerőművek a Dráván, így ekkor még a természetes tényezők irányították a vízjárást. A jellegzetes vízállásokban a csapadékosabb és nedvesebb évek váltakozásai jól kivehetőek, azonban hosszú távú tendenciózus csökkenés vagy növekedés nem figyelhető meg. A nagyvizek 1909-et ($NV_{\text{átl.}} = 420$ cm) és 1911-et ($NV_{\text{átl.}} = 418$ cm) kivéve folyamatosan meghaladták a mederkitöltő vízszintet (420 cm), így szinte minden évben előntés alá került az ártér a barcsi szelvényben.

5.1. táblázat. Jellegzetes vízállások átlagos értékei a különböző időszakokban

időszak	1.	2.	3.	4.	5.
év	1901-1917	1918-1941	1942-1967	1968-1989	1990-2014
$KV_{\text{átl.}}$ (cm)	150	81	31	-40	-118
$KöV_{\text{átl.}}$ (cm)	275	213	161	91	25
$NV_{\text{átl.}}$ (cm)	508	443	421	353	309

Az **1918-1941** közötti időszakban még csak egy vízerőmű üzemelt, viszont a jellegzetes vízállások átlagos szintjei 62-69 cm-rel süllyedtek az 1918 előtti évekhez képest. A közepes vízszintek több évben is alacsonyabbak voltak ($KöV_{\text{min}} = 149$ cm), mint az 1918 előtti időszakban a kisvizek legnagyobb szintjei ($KV_{\text{max}} = 200$ cm). A nagyvizek egyre szélsőségesebb értékeket vettek fel, miközben folyamatosan alászálltak, és ezzel párhuzamosan egyre több évben (az időszak 30%-ában) maradtak el az árvizek.



5.1. ábra. A jellemző vízállások szintjének alakulása az 1901-2014 közötti időszakban a barcsi vízmércén.

KV: éves kisvízi vízállás, KöV: éves közepesvízi vízállás, NV: éves nagyvízi vízállás. Időszakok: 1: 1901-1917; 2: 1918-1941; 3: 1942-1967; 4: 1968-1989; 5: 1990-2014; m: mederkitöltő vízszint (420 cm)

(Vízerőművek: a: Fala; b: Schwabeck; c: Feistritz; d: Varasd; e: Cakovec; f: Donja Dubrava)

Az **1942-1967**-es időszakban 9 vízerőmű lépett működésbe, amelyek közül három egymást követően, 1942 és 1944 között. A kis és közepes vízszintek lecsökkentek a korábbi időszakokhoz képest átlagosan 70-71 cm-rel, míg a nagyvizek átlagosan 22 cm-rel. Megfigyelhető, hogy ekkor nem egy folyamatos vízszint csökkenés volt jellemző, hanem az időszak elején végbement süllyedés után egyenletessé váltak és kismértékben emelkedtek a kisvizek. Ezt mutatja, hogy 1918-1941 közötti években 19-151 cm között mozogtak, míg 1942-1967 között már 1-72 cm között. Néhány csapadékosabb évet kivéve a közepes vízszintek is egyenletesebbé váltak, miközben folyamatos ingadozás mellett kismértékben

emelkedett a szintjük. A Dráva csökkenő vízállását jól mutatja a közepes vízszint alakulása, ugyanis hasonló tartományban mozogott (101-286 cm), mint 1918 előtt a kisvíz (97-200 cm). Az árvizek néhány extrém évét kivéve többször maradtak el (az időszak 50 %-ában), illetve az árvízszintek is egyre alacsonyabbak lettek. Az, hogy a vizsgált időszak utolsó harmadában (1958-tól) a kis és közepes vízszinteket emelkedő tendencia jellemezte, valószínűleg a csapadékosabb időjárás következménye.

Az **1968-1989** közötti években is folyamatosan süllyedtek a jellemző vízállások. Ekkor 12 vízerőmű épült, köztük két horvátországi 1975-ben és 1982-ben (5.2 táblázat), ezért tovább osztottam ezt az időszakot az utóbbi két létesítmény miatt. Emellett az 1990-2014 közötti éveket is felbontottam, hiszen az 1989-ben üzembe lépő, legalsó drávai vízerőművet követően szintén látványosan változtak a vízszintek.

5.2. táblázat. Jellemző vízállások átlagos értékei 1968 és 2014 között

időszak	4.			5.	
évek	1968-1974	1975-1981	1982-1989	1990-1999	2000-2014
KV_{átl} (cm)	-14	-28	-74	-97	-132
KöV_{átl} (cm)	115	95	67	51	8
NV_{átl} (cm)	361	375	326	332	294

A feistritzi és a varasdi vízerőművek közötti időszakban (1968-1974) a kis és közepes vízállások lesüllyedtek. Viszont igen magas nagyvizek fordultak ekkor elő, sőt ekkor mérték a legnagyobb vízszintet is a Dráva barcsi szelvényében (1972-ben 618 cm). Az 1975-1981 közötti években a kis és közepes vízszintek alakulásában az évenkénti változások jól kivehetőek, azonban jellegzetes csökkenés vagy növekedés alig volt jellemző. A nagyvizek szintjei jelentősen leszálltak, hiszen az 1975-ös évet kivéve nem haladták meg a mederkitöltő vízszintet. A cakoveci vízerőmű 1982-es felépülése után, tovább csökkentek a vízszintek, mely leginkább a kisvizek folyamatos süllyedésében nyilvánult meg (1982-ben -38 cm volt, 1989-ben már csak -85 cm). Lényeges, hogy ennek az erőműnek a felépítése után mutatkozott a legjelentősebb vízszint csökkenés, méghozzá a kisvizekben. Míg 1968-1981 között az átlagos kisvízszint -21 cm volt, addig 1982-1989 között már csupán -74 cm. A közepes vizek szintje is csökkent (KöV_{átl} = 67 cm), viszont ezzel párhuzamosan egyenletesebbé is vált, de már alacsonyabb lett, mint a kisvizek szintje 1918 előtt (KV_{átl} = 150 cm). A nagyvizek szintje szintén lesüllyedt és egy év kivételével (1989) nem vonult le árvíz a Dráván.

A legutolsó, **1990 és 2014** közötti időszakban már mind a 22 vízerőmű együttesen alakította a Dráva alsó szakaszának vízjárását. Bár az 1989-ben felépülő Donja Dubrava-i vízerőmű üzembe lépése után tovább süllyedtek a jellemző vízállások szintjei, a jelentős csökkenés nem azonnal a vízerőmű felépülése után jelentkezett, mint ahogy azt a cakoveci vízerőmű üzembe lépést követően láthattuk a kisvizek szintjében. Sőt a kisvizek szintje 1990-1999 között inkább egyenletesebbé vált (KV_{átl} = 197 cm), majd (2000-2014) nagymértékben lesüllyedt (KV_{átl} = -132 cm) és egyre szélsőségesebb értékeket vett fel a különböző években. Emellett csak két évben (2009-ben -84 cm; 2014-ben -78 cm) volt magasabb a kisvíz -100 cm-nél és egyre több évben ment -150 cm alá. A közepes vízszint csökkenő trendet mutatott 1999-ig (KV_{átl} = 51 cm), de ez is csak 2000-tól (KV_{átl} = 8 cm) kezdett el jelentősen süllyedni. Ugyanakkor egyre több extrém alacsony közepes vizes év is volt és hasonló szinten mozogtak, mint a cakoveci vízerőmű felépítése előtt a kisvizek. A nagyvizek csak három évben haladták meg a mederkitöltő vízszintet és szintjük folyamatosan, bár jelentős szélsőségek mellett csökkent. Az 1990-99 évek (NV_{átl} = 332 cm) között még nem voltak akkora különbségek az egyes évek nagyvizei között, mint a 2000-2014-es (NV_{átl} = 294 cm) időszakban. Ekkor többször is megdőlt az LKV rekord. A szélsőségeket viszont jól tükrözi a 2014-es év, amikor az időszakhoz képest extrém magasságú (507 cm) nagyvíz volt mérhető, melyhez hasonló utoljára 1975-ben (579 cm) vonult le a Dráván.

5.1.2. A vízhozam alakulása az 1960 és 2014 közötti időszakban

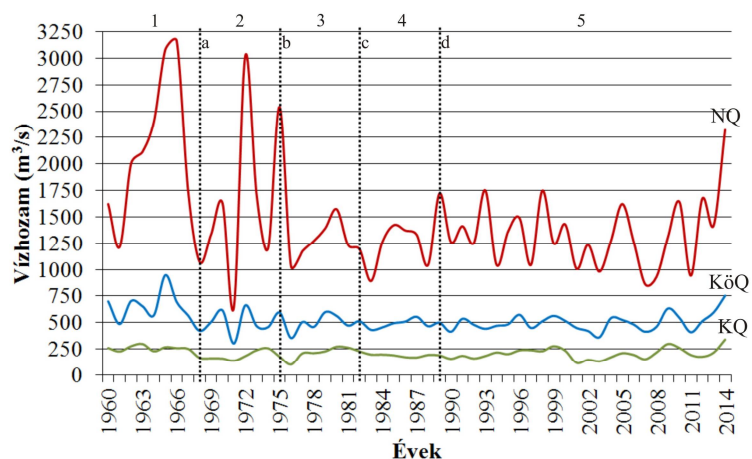
Az éves jellemző kis- (KQ), közepes- (KöQ) és nagyvízi hozamok (NQ) elemzésénél is felosztottam a vízhozam idősorokat. A vízállásoknál alkalmazott elkülönítéshez hasonlóan (1960-1967, 1968-1974, 1975-1981, 1982-1989, 1990-1999, 2000-2014) próbáltam beosztani a jellemző időszakokat (5.3. táblázat). Az 1968 előtti és utáni évek jellemző vízhozamainak átlagos értékei elkülönülnek egymástól, mivel 1968 után lecsökkentek, viszont szinte alig változtak egymáshoz képest a különböző időszakokban.

5.3. táblázat. A jellemző vízhozamok (m^3/s) átlagos értékei 1968 és 2014 között a barcsi mérések alapján

időszak	1.	2.	3.	4.	5.	
évek	1960-1967	1968-1974	1975-1981	1982-1989	1990-1999	2000-2014
$KQ_{\text{át}}(\text{m}^3/\text{s})$	257	185	207	191	207	203
$K\ddot{o}Q_{\text{át}}(\text{m}^3/\text{s})$	665	491	508	491	493	509
$NO_{\text{át}}(\text{m}^3/\text{s})$	2165	1513	1457	1277	1359	1325

Az 1968-2014-es időszakot tovább bontva az átlagos adatokban sem figyelhető meg jelentős változás. Csökkenő tendencia leginkább a nagyvízi vízhozamok esetében figyelhető meg és ott is legfőképp cakoveci erőmű üzembe lépése után.

A vízhozam görbék alapján viszont már szembetűnőbb változások észlelhetők, melyben minden bizonnyal jelentős szerepet játszanak a vízerőművek (5.2. ábra).



5.2. ábra. Az éves jellemző vízhozamok alakulása a barcsi vízmércén 1961 és 2014 között. KQ: éves legkisebb vízhozam, KöQ: éves közepes vízhozam, NQ: éves legnagyobb vízhozam.
Időszakok: 1: 1960-1967; 2: 1968-1974; 3: 1975-1981; 4: 1982-1989; 5: 1990-2014
(Vízerőművek: a: Feistritz; b: Varasd; c: Cakovec; d: Donja Dubrava)

Az 1960-1967 közötti években a kisvízi vízhozam csökkenő tendencia mellett többnyire 200-300 m^3/s között mozgott. A közepes vízhozamnál nem figyelhető meg jellegzetes tendencia, viszont jelentős szélsőségek jelentkeztek az egyes évek között (1961-ben 488 m^3/s ; 1965-ben 945 m^3/s). Kijelenthető, hogy 1965 után egyre alacsonyabb közepes vízhozamok fordultak elő, de a szélsőséges évektől eltekintve többnyire így is 500-700 m^3/s között volt az értékük. A nagy vízhozamokra szintén jellemző volt a szélsőség, hiszen 1962 és 1966 között 2000-3160 m^3/s vízhozamok is előfordultak.

Az 1968-1974 közötti években már jelentkezik az átlagos vízhozam értékeknél is megfigyelt csökkenés. A kisvízhozamok tartósan, több éven keresztül is 200 m^3/s alatt voltak, míg a közepes vízhozamok többnyire 400-600 m^3/s között mozogtak. A nagy vízhozamok tekintetében ez az időszak volt a legszélsőségesebb, hiszen két egymást követő évben is jelentkeztek igen magas és alacsony vízhozamok (1971-ben 642 m^3/s ; 1972-ben 3020 m^3/s).

A vizsgálataim szempontjából ez azért lényeges, mivel a számított vízhozam értékek alapján ekkor volt a legalacsonyabb az NQ a Dráván.

Az **1975-1981** közötti években a kisvízhozam értékek – az 1975-1976-os éveket kivéve – $200 \text{ m}^3/\text{s}$ felett fordultak elő. A közepes vízhozamnál is ez a tendencia volt jellemző, azaz a varasdi erőmű üzembe lépését követően lecsökkent, majd elkezdett emelkedni az értékük. Ezen felül egyenletesebbé is váltak, mivel kisebb szélsőségek között, de 1968-1974-es évekhez hasonlóan zömében $400\text{-}600 \text{ m}^3/\text{s}$ között mozogtak. A nagy vízhozamok az 1975 előtti időszakokhoz képest jelentősen lecsökkentek és rendszerint $1000\text{-}1500 \text{ m}^3/\text{s}$ közötti értéket vettek fel. Tehát a varasdi erőmű hatása markánsan megjelent, főként a nagy vízhozamnál, ugyanis eltűntek a korábbi magas vízhozamok. Egy másik jellegzetes folyamat is észlelhető, mégpedig, hogy az erőmű üzembe lépése utáni 1976-os évben hirtelen lecsökkentek a jellemző vízhozamok, mely valószínűsíthetően a tározótér feltöltésének a következménye lehet.

A cakoveci vízerőmű üzembe lépését követő években (**1982-1989**) a kisvízhozamok egyenletesebbé váltak és folyamatosan csökkentek, így már egyszer sem haladták meg a $200 \text{ m}^3/\text{s}$ -t. A közepes vízhozamoknál nem voltak olyan szélsőségek, mint a korábbi időszakokban és ekkor már ténylegesen $400\text{-}600 \text{ m}^3/\text{s}$ között mozogtak. Az előző időszakhoz hasonlóan alakult a nagy vízhozam és főként $1000\text{-}1500 \text{ m}^3/\text{s}$ közötti értékeket vett fel. Itt is megfigyelhető az a jelenség, hogy az erőmű üzembe lépése utáni évben lecsökkentek a vízhozamok.

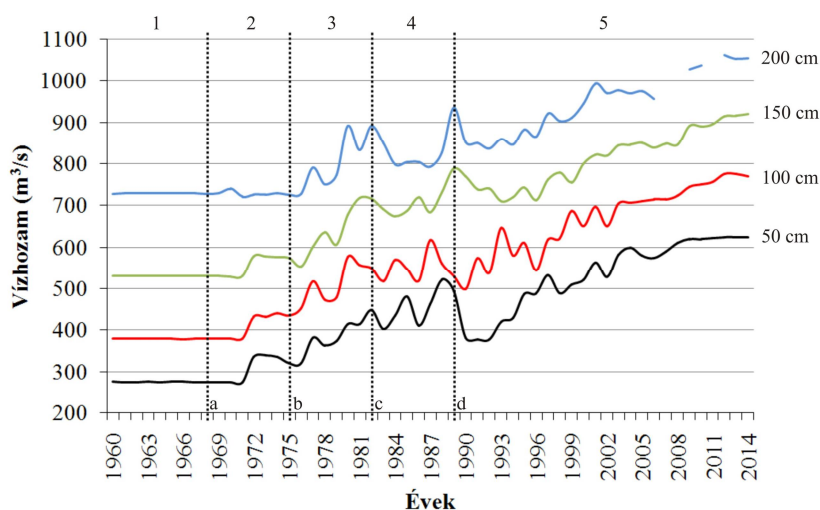
A Donja Dubrava-i erőművet követő időszak (**1990-2014**) szintén két részre bontható. A vízhozam görbék alapján a kisvízhozam értékeit 1990-1999 között egy emelkedő tendencia jellemezte, amely valószínűsíthetően a csapadékosabb időjárásnak köszönhető. Míg 1994 előtt a kisvízhozam $200 \text{ m}^3/\text{s}$ alatt volt, addig a következő időszakban már rendszerint meghaladta ezt az értéket és folyamatosan emelkedett 1999-ig. A közepes vízhozam a cakoveci erőmű felépülése utáni évekhez hasonló tartományban mozgott, de egy kismértékű emelkedés jellemezte 1999-ig. A nagy vízhozam erőteljesen változott az egyes évek között és már magasabb értékek is jelentkeztek, mint az 1975 és 1989 közötti időszakban. Míg az 1975-1989-es években $1000\text{-}1500 \text{ m}^3/\text{s}$ körül alakult a nagy vízhozam, addig ekkor már $1000\text{-}1750 \text{ m}^3/\text{s}$ közötti értékek jelentkeztek. Véleményem szerint ezek a magasabb értékek szintén a csapadékosabb éveknek köszönhetőek.

Megfigyelhető, hogy a 2000-es évtől már jelentősen lecsökkent az éves kisvízhozam és 2008-ig főleg $200 \text{ m}^3/\text{s}$ alatti értékeket vett fel, amely valószínűleg a szárazabb időszaknak tudható be. A 2008-as évtől ugyan jelentős szélsőségek között, de elkezdett emelkedni a vízhozam. Ha a magyarországi évi csapadékösszegek átlagos értékeit vizsgáljuk meg, nem jelentkezik szignifikáns különbség a 2000-2008-as évek (568 mm) és a 2009-2014-es évek (570 mm) között. Ezért a vízhozam megváltozásáért valószínűleg a Dráva felső vízgyűjtőjén lehullott csapadék mennyisége okolható. A közepes vízhozam értékek is hirtelen lecsökkentek 2000 után, majd igen szélsőséges értékeket felvéve elkezdtek emelkedni.

Az időjárási szélsőségeket jól mutatja, hogy 2014 előtt utoljára 1968 előtt volt nagyobb a közepes vízhozam $700 \text{ m}^3/\text{s}$ -nál, és a varasdi vízerőmű felépülése után is csak 2009-ben haladta meg az éves legnagyobb közepes vízhozam a $600 \text{ m}^3/\text{s}$ -t. A nagy vízhozamokat is csökkenés jellemezte, bár értékük jelentős szélsőségek között mozgott. A 2014-es év itt is extrém évként jelenik meg ($2320 \text{ m}^3/\text{s}$), hiszen ilyen nagy vízhozam – azaz $2250 \text{ m}^3/\text{s}$ feletti – utoljára 1975-ben fordult elő a Dráva barcsi szelvényében.

A vízhozamok adott vízállásokhoz (50 cm, 100 cm, 150 cm, 200 cm) tartozó alakulásánál is megjelenik a vízerőművek üzembe lépésének a hatása (5.3. ábra). Az elemzés során azért csak ezeknél a vízállásoknál vizsgáltam meg az adott vízállásokhoz tartozó vízhozamokat, mivel míg 0 cm-es szintre nem süllyedtek le a vízállások az 1960-as években, addig több évben a 250 cm-t (de egyes években még a 200 cm-t) sem érték el a vízszintek 1989 után. A

számított vízhozam adatoknak köszönhetően a meder bevágódására csak közelítő értéket adnak, ugyanakkor a növekedésük tisztán mutatja, hogy nem csak az erőművektől leengedett kevesebb víz miatt (Bonacci és Oskoruš 2008, 2010), hanem a bevágódás hatására is csökkentek a vízszintek.



5.3. ábra. A különböző vízállásokhoz tartozó vízhozamok az egyes években a barcsi vízmércén.
Időszakok: 1: 1960-1967; 2: 1968-1974; 3: 1975-1981; 4: 1982-1989; 5: 1990-2014.
(Vízzerőművek: a: Feistritz; b: Varasd; c: Cakovec; d: Donja Dubrava)

Az 1960-1971-es években viszonylag hasonló vízhozamok tartoztak az egyes vízállásokhoz. Az 1971-es év után viszont hirtelen elkezdett növekedni az értékük (kivéve a 200 cm-es vízállásokhoz tartozóknak), tehát ekkor egy hirtelen bevágódás mehetett végbe. Mindez feltételezhetően az 1972-es év extrém magas vízállású (LNV) és vízhozamú (legnagyobb mért vízhozam) évnek tudható be, hiszen a nagy energiapotenciállal rendelkező levonuló víz kimélyíthette a medret. Ezt követően 1975-ig szinte alig változtak a vízhozamok, ami megerősít abban, hogy egyszeri esemény hatására történhetett a bevágódás a barcsi szelvényben. Az 1975-ös évet követően folyamatos vízhozam növekedés tapasztalható, azaz bevágódás indult el a Dráván, miközben a vízszintek is folyamatosan csökkentek. Mindez folytatódott a cakoveci vízerőmű felépülése (1982) után is. Az 1989-ben üzembe lépő Donja Dubrava-i vízerőmű után tovább folytatódott az azonos vízállásokhoz tartozó vízhozamok növekedése, bár 2003-ig ingadozó értékeket felvéve folyamatosan nőttek a vízhozamok, utána pedig eltűntek ezek a szélsőséges értékek és fokozatosan egyre nagyobb vízhozamok jelentkeztek.

Az adott vízállásokhoz tartozó vízhozamokban végbement változások növekedését igen jól tükrözik az 1960-1967-es évek és 2000-2014-évek közötti jelentős eltérések (5.4. táblázat), hiszen 27-53%-kal nagyobb vízhozamok tartoztak ugyanazokhoz a vízállásokhoz, amely jelentős bevágódást mutat.

5.4. táblázat. A különböző vízálláshoz tartozó vízhozamok (m^3/s) átlagos értékei 1968 és 2014 között, az egyes időszakokban, a barcsi mérések alapján

	50 cm	100 cm	150 cm	200 cm
1960-1967	276	380	530	730
1968-1974	301	404	550	729
1975-1981	370	499	624	785
1982-1989	457	552	711	838
1990-1999	449	592	743	872
2000-2014	593	723	863	1002

A vízszintek lesüllyedése tehát nem csupán a vízvisszatartás következménye, hanem az ezzel együtt járó bevágódásé is. Azonban az éves vízállások alakulásából igen markánsan kitűnik, hogy a vízszintcsökkenésben a legfontosabb szerepük a vízerőművek vízvisszatartásának volt. Annak köszönhetően, hogy egyre tartósabbá váltak a kisvizek, a bevágódás is felerősödött, így lényegében az alászálló vízszintek a medermélyülés irányába hatottak. A bevágódás szempontjából kiemelendő még a tározókban csapdázódott hordalék is, melyet az erőművek alvízén a mederből igyekszik pótolni a folyó, de nem feledkezhetünk meg a kavicsbányászat hatásáról sem, amelyek szintén a bevágódást, így a vízszintek süllyedését erősítik.

5.1.3. Az árvizes napok számának és visszatérési idejének alakulása 1901 és 2014 között

Az elmúlt 114 évben megvizsgáltam az árvizes napok és az árhullámok számát, figyelembe véve a korábban alkalmazott 5 időszakot. Emellett külön 10 éves periódusokra is lebontva kiszámoltam az árvizek átlagos visszatérésének idejét. Az árvizek száma és visszatérése a meder formálódás szempontjából lényeges, ugyanis egy-egy árvíz után nagymértékben átalakulhat a meder és a benne található formák (zátonyok, szigetek). A falai vízerőmű felépülése előtt (1901-1917) két év kivételével (1909 és 1911) minden évben volt árvíz és átlagosan 4,8 hónap volt a visszatérési idejük (5.5. táblázat). Ekkor még számos olyan év volt, amikor 30 napnál több árvizes nap fordult elő és akár 39 napos árhullám is levonult (1910). Emellett az 1901-1917 közötti években több (349 nap, átlagosan 20,5 nap/év) árvizes nap volt a Dráván, mint az 1918 és 2014 közötti években összesen (307 nap, átlagosan 3,2 nap/év).

5.5. táblázat. Az árvizes napok és az árhullámok számának, illetve az árvizek átlagos visszatérési idejének alakulása a barcsi vízmércén

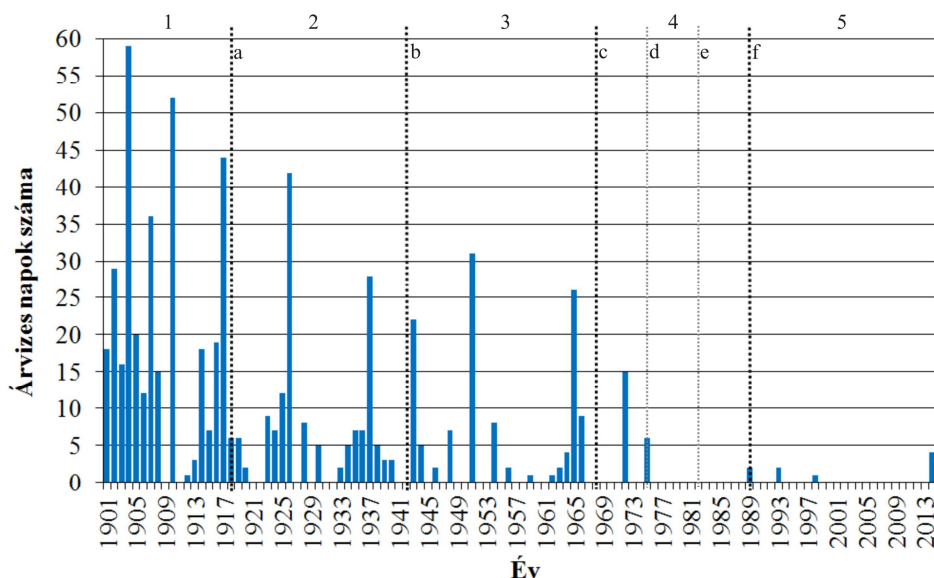
	1901-1917	1918-1941	1942-1967	1968-1989	1990-2014
Árvizes napok száma	349,0	157,0	120,0	23,0	7,0
Árvizes napok száma átlagosan (nap/év)	20,5	6,5	7,5	1,0	0,3
Árhullámok száma	66,0	48,0	25,0	5,0	3,0
Átlagos visszatérési idő (év)	0,4	0,7	1,5	6,3	8,0

Az 1918-1941-es időszakban jelentősen mérséklődött az árvizes napok száma és már csak az évek 71%-ában volt árvíz Barcsnál, miközben közel kétszer olyan ritkán tértek vissza (8,4 havonként), mint a falai vízerőmű felépülése előtt (5.4. ábra). Sőt, az idő múlásával – a csapadékosabb éveket kivéve – egyre rövidültek az árhullámok, így ekkor a leghosszabb is már csak 17 napig tartott (1937). Az árvizes napok száma lecsökkent az 1918 előtti évekhez képest átlagosan 6,5 árvizes nap/év-re, bár az árhullámok száma nem csökkent ilyen mértékben (a korábbi 66-ról 48-ra).

Az 1942-1967 közötti években tovább mérséklődött az árvizes napok száma a Dráva barcsi szelvényben, azonban az átlagos számuk kismértékben nőtt és a leghosszabb árhullám 27 napos volt (1951). Ha megvizsgáljuk az egyes években megjelenő napok számát, látható, hogy 3 év kivételével (1942, 1951 és 1965, amikor 22-31 árvizes nap volt egy évben) nem volt 10-nél több árvizes nap. Ezzel párhuzamosan a visszatérési idejük növekedett, ugyanis 1,5 évenként, azaz kétszer olyan ritkán voltak árvizek, mint az ezt megelőző időszakban.

Az 1968-1989 közötti időszakban szinte teljes mértékben eltűntek az árvizek a Dráváról és csak három évben (1972, 1975 és 1989) jelentkeztek. Ekkor összesen 23 árvizes nap volt, melyek 5 árhullám során vonultak le és a leghosszabb csupán 10 napig tartott (1972). Az 1972-es évben amellet, hogy ekkor mérték az LNV-t a barcsi vízmércén, ekkor volt a legtöbb árvizes nap (15) is, amely 3 db árhullám során vonult le. Az árvizek egyre ritkábban jelentek meg, már csak átlagosan 6,3 évenkénti visszatérési idővel. Továbbá ezekben az években épült

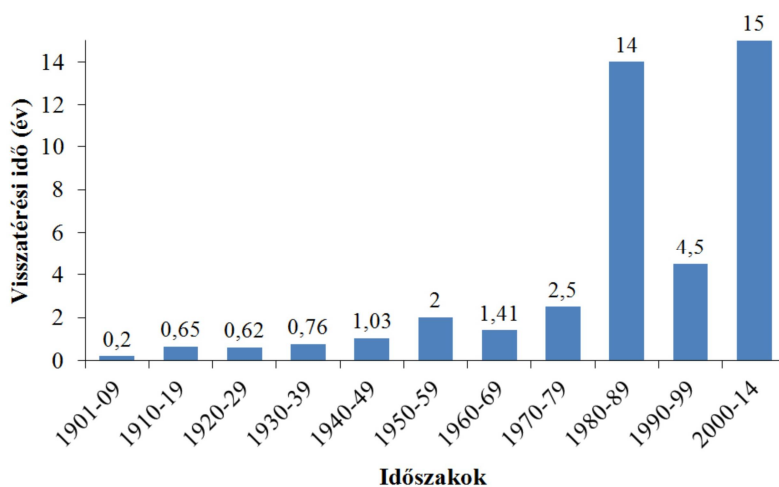
fel a három horvát vízerőmű (1975-1989) is, amikor csak két árvizes év volt (1975-ben 6 árvizes nap, 1 árhullám; 1989-ben 2 árvizes nap, 1 árhullám).



5.4. ábra. Az árvizes napok (≥ 420 cm) számának alakulása 1901 és 2014 között a barsi vízmérce alapján. Időszakok: 1: 1901-1917; 2: 1918-1941; 3: 1942-1967; 4: 1968-1989; 5: 1990-2014; m: mederkitöltő vízszint

(Vízerőművek: a: Fala; b: Schwabeck; c: Feistritz; d: Varasd; e: Cakovec; f: Donja Dubrava)

Az 1990-2014-es években folytatódott az 1968-1989-es években megkezdődött folyamat. Már csak 3 évben (1993, 1998 és 2014) fordult elő árvíz összesen 7 árvizes nappal, melyek évente egy-egy árhullám során vonultak le és a leghosszabb árhullám is csupán 4 napos volt (2014). Amellett, hogy nagymértékben lecsökkent az árvizes napok száma, az átlagos visszatérési idejük jelentősen megnövekedett és már csak átlagosan 8 évenként volt mederkitöltő vízállás felett a vízszint a barsi szelvényben. Az árvizek átlagos visszatérési idejét 10 éves periódusokban vizsgálva, hasonló tendencia jelentkezik, mint a vízerőművek üzembe lépése szerinti felosztás alapján (5.5. ábra).



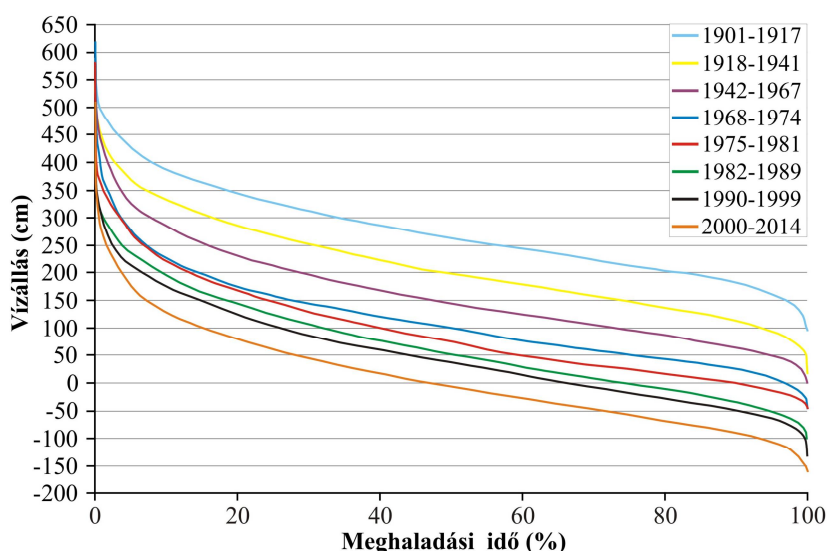
5.5. ábra. Az árvizes átlagos visszatérési ideje 1901 és 2014 között a barsi vízmércén

A Dráván létesülő vízerőművek számának növekedésével egyre ritkábbá váltak az árvizek. Míg 1901-1909 között átlagosan 2,4 havonta volt árvíz, addig napjainkban (2000-

2014) már csak átlagosan 15 évente fordul elő. A legjelentősebb változások a horvát vízerőművekhez köthetőek, hiszen a legelső kettő megépítése után (1982 és 1989) lett jóval hosszabb az árvizek átlagos visszatérési ideje. Itt is megfigyelhető – hasonlóan a vízállások és vízhozamok alakulásához – hogy 1990-99 között csökkent az árvizek visszatérési ideje, majd 2000 után újra nőtt, ami az 1990-99 közötti évek csapadékoságát jelzi.

5.1.4. Vízállás és vízhozam tartósságok alakulása a barcsi vízmércén

A vízállás tartósságok elemzésénél a korábbiakhoz hasonlóan osztottam fel a vizsgált 114 évet. Az elkülönítésnél a vízerőművek üzembe lépésének időpontja itt is meghatározó volt, így a horvátországi vízerőművek felépülése közötti időszakokat külön-külön is megvizsgáltam. Az általam meghatározott időszakok nem egyenlő hosszúságúak, mivel a céloom itt is az volt, hogy lehetőség szerint a vízerőművek hatását feltárjam. Az 1901-1917 közötti évek tekinthetők a kiindulási időszaknak. Ekkor még az időszak 5,6%-ában a barcsi mederkitöltő vízszintet (420 cm) meghaladó vízállások is előfordultak (5.6. ábra). A vízerőművek megépülésével a vízállás tartóssági görbék is egyre lejjebb tolódtak és jelentős mértékben csökkent a nagyvizek tartóssága (1918-1941 között 1,8%; 1942-1967 között 1,3%; 1968-1974 között 0,6%; 1975-1981 között 0,2%; 1982 és 2014 között pedig már csak 0,07-0,08%).



5.6. ábra. Vízállás tartósságok alakulása 1901 és 2014 között a barcsi vízmércén

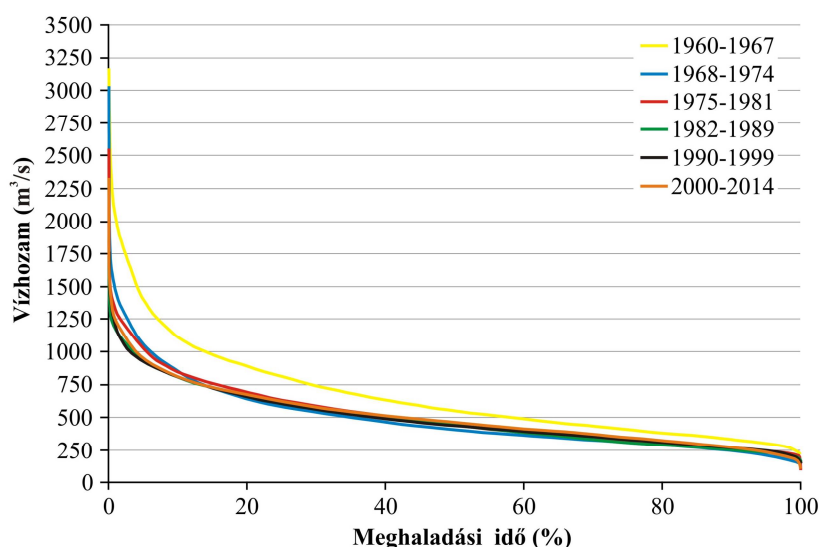
Az 1918-1941-es időszak tartóssági görbéje már jelentősen lejjebb csúszott, hiszen míg 1901-1917 között az időszak 50%-ában még 263 cm felett mozgott a vízállás, az utána következő jóval hosszabb időszak (1918-1941) felében ez az érték 199 cm-re, majd az 1942-1967-es években tovább csökkent 144 cm-re.

Az 1968-1989 közötti periódusban – amikor megépültek a horvát erőművek – az alacsonyabb vízállások tartóssága tovább növekedett. 1968 előtti években a vízállás alig süllyedt 0 cm alá, utána viszont egyre gyakrabban, sőt a kisvizek is tartósabbak lettek, a nagyobb vizek pedig ritkábbá váltak. Ez összefüggésbe hozható a vízerőművek vízjárás kiegyenlítő hatásával, amelyet mutat az is, hogy a varasdi vízerőmű felépülése előtti (1968-1974) évek 3,2%-ban, majd az üzembe lépése utáni éveknek (1975-1981) már a 10%-ában süllyedt a vízszint 0 cm alá.

A cakoveci vízerőmű felépülését követően (1982-1989) a görbe lefelé tolódása tovább folytatódott, ugyanis a 0 cm alatti vízállások tartóssága megnőtt (25,6%). A Donja Dubrava-i

vízerőmű utáni időszak első felében (1990-1999) nem történt olyan szembetűnő változás (0 cm alatti vizek ugyan gyakoribbak lettek, 33,5%), mint 2000-2014 között, amikor már gyakoribbak voltak a 0 cm alatti vízszintek (53,2%), mint a 0 cm-t meghaladók.

A vízhozam adatok vizsgálatánál a vizsgált 55 éves periódust szintén több időszakra bontottam figyelembe véve a vízerőművek üzembe lépését. Sajnos csak 1960-tól állnak rendelkezésre vízhozam adatok, így a tartósságokban történt változások leginkább az 1968-tól üzemelő feistritzi és a horvát vízerőművek alapján elemezhetőek. Mint ahogy azt már a jellemző vízhozamoknál láthattuk, az 1960-2014 közötti időszak a vízhozam tartósságok alapján is lényegében két részre osztható (5.7. ábra).



5.7. ábra. Vízhozam tartósságok alakulása a barsi vízmércén 1960 és 2014 között

Az 1968-as év után a görbe lejjebb tolódott, míg 1960-1967 között a barsi vízmérce közép vízhozama ($524 \text{ m}^3/\text{s}$) alatt a vízhozamok 42%-a, addig 1968 és 2014 között már átlagosan a vízhozamok 64%-a volt alatta. A kisvízhozamánál ($208 \text{ m}^3/\text{s}$) alacsonyabb vízhozamoknál is hasonló tendencia figyelhető meg, míg 1968 előtt egyszer sem volt alatta, addig az utána következő években átlagosan már az időszak 2%-ában fordultak elő ezek a vízhozamok.

Ha az egyes időszakokat külön-külön is megvizsgáljuk, szintén megjelenik az 1968 előtti és utáni évek különbözősége (5.6. táblázat).

Az 1968 utáni évekre tartósabbá váltak a kis- és közép vízhozam alatti, illetve közép vízhozam feletti vízhozamok is. Azonban az 1968-1974-es időszakban voltak nagyobb arányban az alacsonyabb vízhozamok. A varasdi vízerőmű felépülését követően (1975), nőtt a magasabb vízhozamok százalékos aránya, ezzel szemben 1975-öt követően már emelkedett a közép vízhozam alatti vízhozamok aránya.

5.6. táblázat. A kis (KQ) és közép (KöQ) vízhozamot el nem érő, illetve közép (KöQ) vízhozamot meghaladó vízhozamok százalékos eloszlása a különböző időszakokban

	1960-1967	1968-1974	1975-1981	1982-1989	1990-1999	2000-2014
KQ ($208 \text{ m}^3/\text{s}$) alatti	45,8	68,1	63,8	62,8	62,3	61,9
KöQ ($524 \text{ m}^3/\text{s}$) alatti	0,0	4,7	0,6	1,4	1,4	2,8
KöQ ($524 \text{ m}^3/\text{s}$) feletti	54,2	27,2	35,6	38,6	36,3	35,3

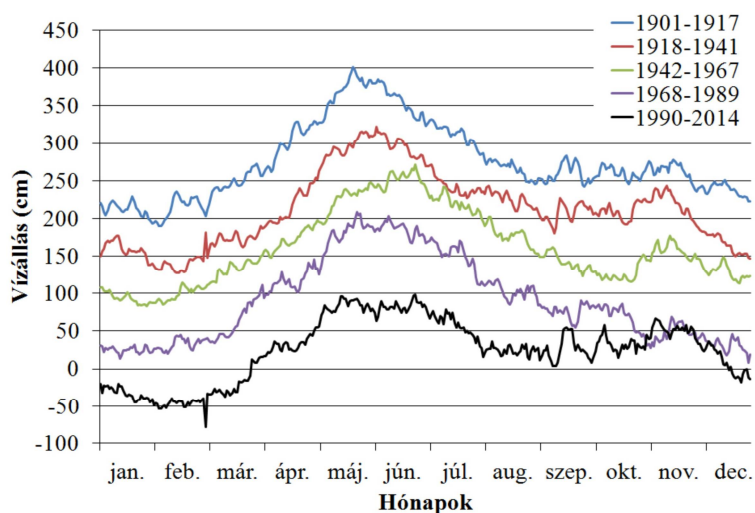
A jellegzetes vízhozamok meghaladási idejénél is megjelenik az 1990-2014-es időszak kettőssége, hiszen a 2000-2014-es években kétszer olyan hosszabb ideig volt $208 \text{ m}^3/\text{s}$ alatt, mint az 1990-1999-es években, melyet a már korábban tárgyalt 2000 utáni vízhozam és

vízszint csökkenésnél is láthattunk. Ez valószínűleg azzal kapcsolható össze, hogy szárazabb időszak lehetett és nagyobb arányban kellett tározni a megfelelő üzemi vízszintek biztosításához, ezért kevesebb vizet engedtek az alvízi szakaszra, ez pedig a kisebb vízhozamok gyakoriságának növekedését vonta maga után.

5.1.5. A havi vízjárás változása 1901 és 2014 között

A vízjárás havi alakulásának elemzéséhez meghatároztam a havi közepes vízállásokat. Az elmúlt 114 évben a korábban meghatározott időszakokra számolt átlagos éves vízállás görbék hasonló futásúak, mivel az átlagok eltakarják a csapadékosabb és szárazabb évek vízállás-ingadozásait. Ebben az esetben is tapasztalható, hogy nagymértékű vízszintsüllyedés jelentkezett.

A Dráva vízjárását a téli kisvizes időszakok jellemezték, hiszen az 1901-2014-es évek 83%-ában ebben az évszakban jelentkeztek a kisvizek. Emellett ősszel is jellemzőek voltak, mivel az időszak 17%-ában fordultak elő. Ugyanakkor mindegyik időszakra jellemző volt, hogy a vízállások a tavasz folyamán folyamatosan emelkedtek és május-júniusban mutatkoztak a maximumok (5.8. ábra).



5.8. ábra. A havi átlagos vízállásgörbék a barcsi vízmércén 1901 és 2014 között

A nagyvizek tehát főként nyáron jelentkeztek, hiszen az elmúlt 114 év 47%-ában ekkor fordultak elő. Évszakon belül inkább a június-július hónapokban voltak meghatározóak, hiszen a teljes időszak 36%-ában ekkor vonultak le. A nyár második felétől viszont már csökkentek a vízszintek, egészen őszig, de az őszi hónapokban is gyakoriak voltak a nagyvizek (33%), ugyanis ősszel a Drávára jellemző, gyakran előforduló mediterrán maximum következtében egy másik nagyobb vizes időszak is jelentkezett.

Az egyes időszakok között egy jelentős vízszint-süllyedés ment végbe, mely már az első vízerőmű (1918) felépülése után jelentkezett, sőt ahogy egyre több lépett üzembe, ez a csökkenő tendencia tovább folytatódott (5.7. táblázat).

5.7. táblázat. A vízállások évszakos átlagos értékei a különböző időszakokban a barcsi vízmércén

	1901-1917	1918-1941	1942-1967	1968-1989	1990-2014
Tél (cm)	222	156	108	30	-23
Tavaszi (cm)	304	226	175	117	31
Nyár (cm)	314	257	218	149	56
Ősz (cm)	261	213	142	66	36

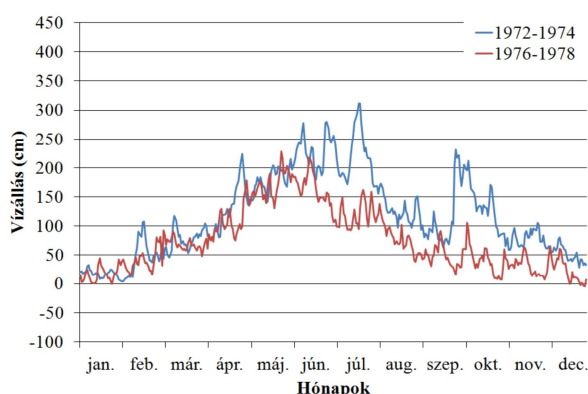
Az 1968-89-es időszakban, amikor már a vízerőművek erőteljesen szabályozták a vízjárást, a 200 cm-t meghaladó vízállások a nyár eleji maximumot alkották, noha az 1918 előtti vízerőműmentes időszakban ez a vízszint még a legkisebb vízállások idején jelentkezett. Az 1990-2014-es évek októberi és novemberi átlagos vízállásai viszont meghaladták az 1968-1989-es években előfordulókat, ugyanis az 1968-1989 időszak októberében és novemberében nem kifejezetten jelentkeztek a mediterrán maximumnak köszönhető magas vízállások.

A havi vízállásoknál is megvizsgáltam a horvátországi vízerőművek hatását, aszerint, hogy az üzembe lépésük előtti és utáni három évben hogyan alakultak.

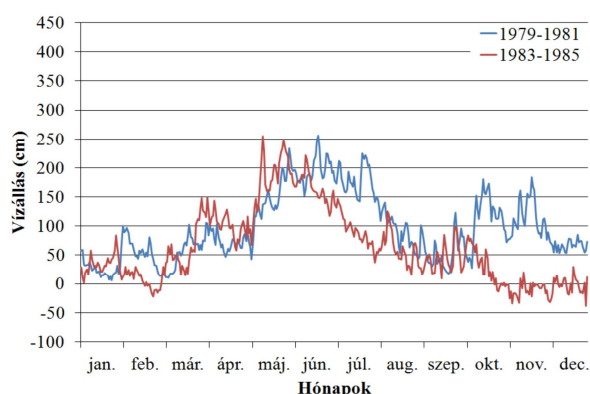
Az 1975-ben felépülő varasdi erőmű előtti (1972-1974) és utáni (1976-1978) években az átlagos vízállás a korábbi 118 cm-ről 76 cm-re lesüllyedt. Emellett míg 1975 előtt a legnagyobb vízállások a 300 cm-t is meghaladták, addig utána a 250 cm-t sem érték el. Évszakos és havi lebontás alapján január és június között (5.9. ábra) jelentős különbségek nem jelentkeztek (átlagosan 89-80 cm).

A varasdi erőmű felépülése előtt csak nyár végétől (augusztus) kezdtek el csökkenni a vízszintek, míg az erőmű üzembe lépése után ez a csökkenés nyár elejére (június) csúszott át. Ez az eltolódás a legnagyobb vizek kialakulásának idejében is megjelenik, mivel korábban június-augusztusban fordultak elő, addig 1975 után már május-július hónapokban. Amellett, hogy a legnagyobb vízállások időben eltolódtak, a vízerőmű felépülése után júniustól az év végéig egy jelentős vízszintcsökkenés ment végbe. A nyári átlagos vízállások 195 cm-ről, 123 cm-re süllyedtek, mely ősszel jelentősebbé vált, ugyanis 111 cm-ről 41 cm-re apadtak. A téli (39 cm-ről 26 cm-re) és tavaszi (126 cm-ről 114 cm-re) átlagos vízállások viszont csak kismértékben csökkentek. Az október és november hónapokban mediterrán hatásra jelentkező nagy vízállások elmaradtak és a vízszint csökkenés decemberben is jelentkezett. Ebből kifolyólag a varasdi erőmű üzembe lépését követően az éves maximum vízállások mellett, hogy az év másik szakaszában (tavasz végén, nyár elején) jelentkeztek, jelentősen mérséklődtek is.

A cakoveci vízerőmű után hasonló tendencia jelentkezett, mint a varasdi erőművet követően, azaz az erőmű megépítése előtti évekhez képest korábban kezdtek el csökkenni a vízszintek. Az 1979-1981-es és az 1983-1985-ös évek vízállás görbéi között a legjelentősebb különbségek a nyár és az ősz második felében jelentkeztek (5.10. ábra). Tavasszal növekedett az átlagos vízszint 91 cm-ről 115 cm-re, bár a többi évszakban jelentős volt a csökkenés (téli 39 cm-rel, nyáron 50 cm-rel, míg az ősszel 70 cm-rel szállt lejjebb a vízállás 1982 után).



5.9. ábra. Az 1975-ben Varasdnál üzembe helyezett vízerőmű vízállásra gyakorolt hatása a barcsi vízmérce adatai alapján

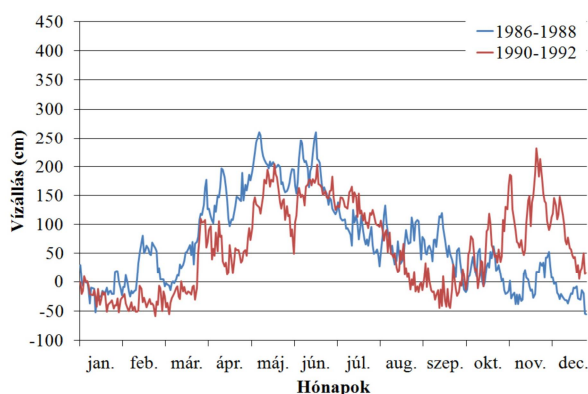


5.10. ábra. Az 1982-ben üzembe lépő cakoveci vízerőmű vízállásra gyakorolt hatása a barcsi vízmérce adatai alapján

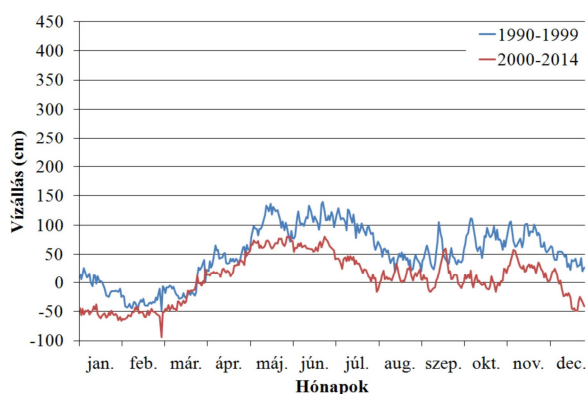
Az 1989-ben üzembe lépő Donja Dubrava-i létesítmény után nem csökkentek olyan hirtelen a vízszintek (átlagosan 68 cm-ről 58 cm-re), mint a cakoveci erőművet követően (5.11. ábra). Ez a Donja Dubrava-nál létesült vízerőmű előtti és utáni évek éves vízállás

görbéiből is kitűnik, ugyanis október-december hónapokban jelentősen magasabb vízállás volt jellemző, mint az azt megelőző években. A január-március hónapokban szinte alig változott a vízállás, mivel 1990-1992 között tartósan 0 cm alatt volt. Március végén azonban hirtelen emelkedni kezdett, valószínűsíthetően a csapadékos időjárás miatt. Míg a varasdi és cakoveci erőművek után a nyár elejétől süllyedt a vízállás, addig itt ekkor jelentkeztek a nyári maximumok és a vízszintcsökkenés a nyár közepén (júliusban) indult meg, mely a csapadékosabb nyárból, illetve a hóolvadás eltolódásából adódhatott. A mediterrán hatásra jelentkező őszi maximumok az 1986-1988-as években elmaradtak – sőt ekkor voltak a legkisebb vizek is –, addig 1990-1992 között már erőteljesen megjelentek és ekkor voltak a legnagyobb vízállások.

Bár újabb erőmű már nem épült, az 1990-2014-es időszak vízállás görbéi ellapultak, ami a vízjárás egyenletesebbé válását mutatja (5.12. ábra). Az 1990-1999 és a 2000-2014-es évek között a vízállás jelentősen lesüllyedt (átlagosan 51 cm-ről 8 cm-re). Mivel a vízállás görbék hasonló futásúak és jellegzetes különbség nem jelentkezett az időszakok között, a változás a lefolyó víz nagyobb arányú visszatartásából adódhatott, illetve a bevágódásból. Az energiatermeléshez szükséges üzemi vízszintet a vízgyűjtőről érkező víz mennyiségtől függetlenül szükséges tartani, így a tározás miatt kevesebb víz érkezhett az alvízi szakaszra.



5.11. ábra. Az 1989-ben Donja Dubravánál üzembe helyezett vízerőmű vízállásra gyakorolt hatása a barcsi adatai alapján



5.12. ábra. Az 1990-1999 és a 2000-2014-es évek átlagos éves vízállásának alakulása a barcsi vízmércén

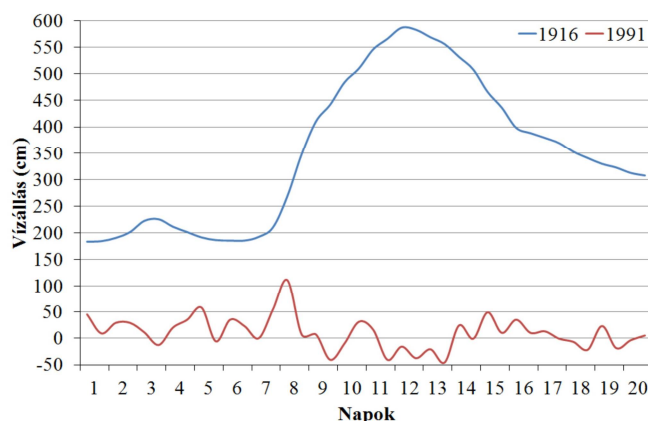
5.1.6. Napi vízjárás alakulása a Dráva őrtilosai és barcsi szelvényében

Ahogy azt korábban láthattuk, a vízjárás jelentősen módosult az egyes időszakokban, illetve az egyes évek között is. A vízerőművek a napi vízjárást is befolyásolják, amely a Dráva alsó szakaszát igen markánsan érinti napjainkban is. A legelső drávai vízerőmű felépülése (1918) előtt – 1916. szeptember 1-20. között –, a vízállás görbe alapján nem jelentkezett jellegzetes különbség a napi vízszintekben, hiszen csak egy kisebb természetes árhullám haladt le a Dráván (5.13. ábra).

Ennek hatására az egyes napok között átlagosan 20 cm-rel, maximálisan 79 cm-rel változott a Dráva vízszintje.

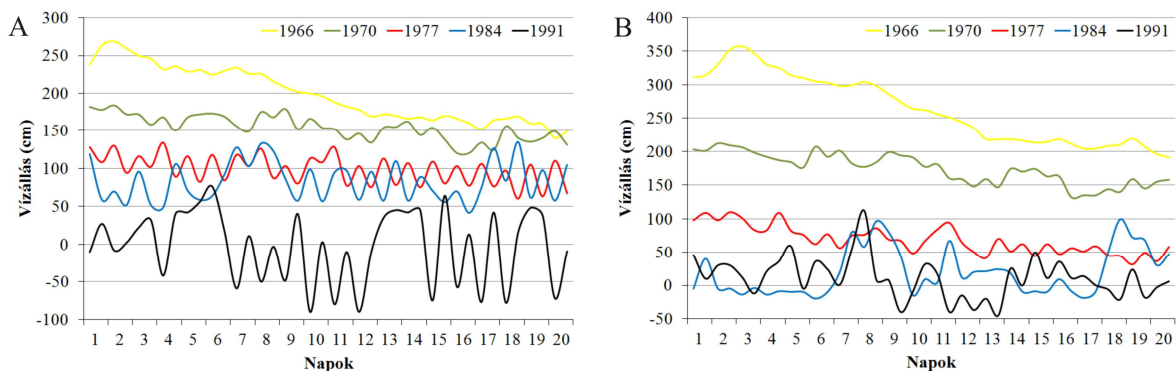
Ha az árhullám előtti (szeptember 1-7) napokban elemezzük a napi vízjáratot, akkor már nem jelentkeznek ilyen magas értékek, hiszen ekkor átlagosan 8 cm volt a vízjáték, míg maximálisan 21 cm-t változott a vízállás a reggeli és esti vízszintek között.

Ezzel szemben a Donja Dubrava-i vízerőmű felépülése (1991) után már erőteljesen és igen látványosan szabályozottá vált a napi vízjárás, hiszen ekkor átlagosan 30 cm volt a napi vízjáték, míg a legnagyobb eltérés a reggeli és esti órák között meghaladta az 1 métert (104 cm).



5.13. ábra. A napi vízállás alakulása szeptember 1-20. között 1916-ban és 1991-ben, a barcsi vízmércén

Az elemzésben a hangsúlyt itt is a horvátországi erőművekre (1975, 1982 és 1989) helyeztem, mivel a vízmércékhez való közelségük miatt a vízszintekre gyakorolt hatásuk erőteljesebb, amelyet tovább fokozott, hogy az erőművek építése folyásirányban lefelé haladt. A napi árhullámok magasság változása jól mutatja, hogy a barcsi vízmércéhez egyre közelebb megépülő vízerőművek miként növelik az átlagos és a maximális napi vízszintingadozásokat (5.14. ábra).



5.14. ábra. A napi vízjárás alakulása az egyes évek során az örtilos (A) és a barcsi (B) vízmércén (Az örtilos vízmérce 18 fkm-re van a Donja Dubrava-i erőműtől, míg a barcsi 100 fkm-re)

A horvát erőművek üzembe lépése előtt is jelentkeztek jelentősebb vízállás különbségek, hiszen a felsőbb szakaszon már üzemeltek vízerőművek, amelyek szintén okoztak napi vízjátékot, viszont ezek már jelentősen ellaposodva érkeztek meg a vízmércékhez, így nem is igazán jelentkezett nagy különbség az örtilos és barcsi vízmércék között.

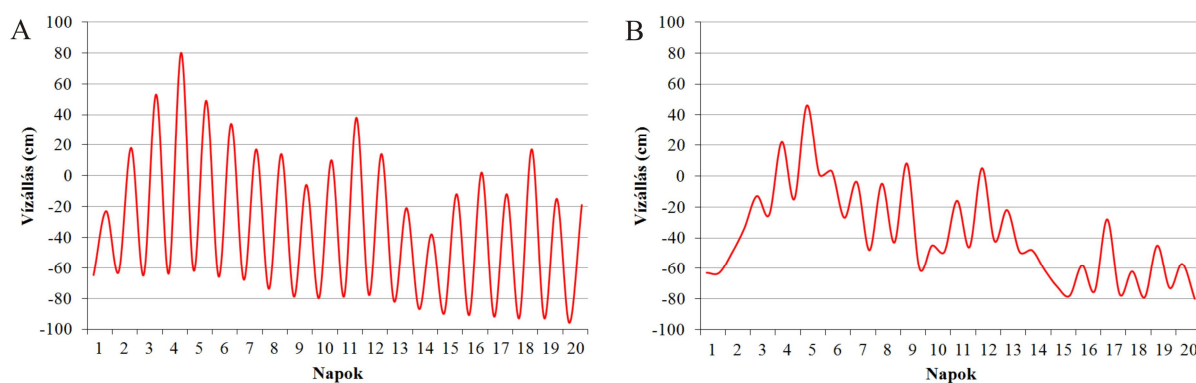
Ha a feistritzi vízerőmű (539 fkm) 1968-as üzembe lépése előtti és utáni években külön-külön megvizsgáljuk az 1966-os és 1970-es évek szeptemberi adatsorát, az évek között jelentős különbség jelentkezik (5.8. táblázat), amely a vízállásgörbék futásán is megfigyelhető. A vízszint jelentősen lesüllyedt 1968 után, viszont a napi vízszintingadozás ugyan kismértékben, de megnövekedett.

5.8. táblázat. A napi vízszintingadozások átlagos (átl.) és maximális (max.) értékei az örtilos és barcsi vízmércéken

	1966		1970		1977		1984		1991		2002	
	átl.	max.	átl.	max.	átl.	max.	átl.	max.	átl.	max.	átl.	max.
Örtilos (cm)	7	26	11	32	30	51	33	73	62	139	89	144
Barcs (cm)	7	22	10	31	14	29	22	63	30	104	28	68

A horvátországi erőművek felépítése előtti (1970) adatsoron átlagosan csupán napi 10-11 cm-es vízszintingás figyelhető meg, amelyet a felső szakaszon üzemelő erőművek okozhattak. A varasdi (1975), majd a cakoveci (1982) erőművek üzembe lépése utáni években viszont már markánsan megjelentek a „mini árhullámok”. Míg 1977-ben Őrtilosnál 51 cm és Barcsnál 29 cm volt a napi maximális vízjáték, addig az 1984-es évben ez 73 cm-re és 63 cm-re növekedett, ugyanis a cakoveci erőmű 24 km-rel közelebb épült fel a vízmércékhez, mint a varasdi. Megfigyelhető, hogy a Donja Dubrava-i létesítmény okozta a legszembetűnőbb hatást, hiszen például Őrtilosnál 1991 szeptemberében az átlagos napi vízjáték 62 cm volt, míg a maximális 139 cm. Ugyanebben az időszakban a 82 km-rel lejjebb található barcsi vízmércén az átlagos napi vízjáték 30 cm, míg a maximális vízszintkülönbség már csak 104 cm volt. Ebből következően mire Őrtilosról Barcsra ért a „mini árhullám”, addig ellaposodott, de még így is jelentős napi vízszintingadozásként jelent meg. Az 1977, 1984 és 1991-es években átlagosan 0,24 cm/km volt az árhullámok ellaposodásnak mértéke az őrtilosi és barcsi vízmérce közötti folyószakaszon.

A 2000-es évekből az éves vízjárás igen szélsőségesse válása miatt szintén kiválasztottam egy évet (2002). A vizsgált év szeptemberének 20 napos periódusában összehasonlítottam az őrtilosi és a barcsi vízmércék napi vízállásának változékonyságát (5.15. ábra).



5.15. ábra. A napi vízjárás alakulása 2002. szeptember 1-20. között az őrtilosi (A) és barcsi (B) vízmércéken

A vizsgálat alapján kitűnik, hogy jelentős különbségek jelentkeztek a két vízmérce között. Megfigyelhető, hogy markáns napi vízszintkülönbségek jelentkeznek a Dráva alsó szakaszán, mely a Donja Dubrava-i csúcsra járatott vízerőmű üzemeléséből következik. A 2002-es szeptemberi időszakban az Őrtilosi vízmércén az átlagos napi vízszintingadozás 89 cm volt, míg Barcsnál már csak 28 cm.

A legkisebb napi vízállás különbség Őrtilosnál 40 cm volt, addig Barcsra már előfordult, hogy nem is változott a napi vízszint. A Donja Dubrava-i vízerőmű alatt 18 fkm-re található őrtilosi vízmércén a legnagyobb napi vízszintingadozás 144 cm volt, majd folyásirányban lefelé haladva ez az árhullám egyre jobban ellaposodott (az átlagos vízjáték alapján 0,75 cm/km) és az erőműtől 100 fkm-re található barcsi szelvényben már csak fele akkora (68 cm) maximális napi vízszintingadozás jelentkezett. Az, hogy 1991-ben, közvetlenül az erőmű felépülése után kisebb volt a vízjáték, mint 2002-ben, valószínűleg az adott szeptemberi időszakban a tározókban rendelkezésre álló, így a leengedett vízmennyiséggel hozható kapcsolatba.

5.2. A Dráva mederének morfológiai változásai

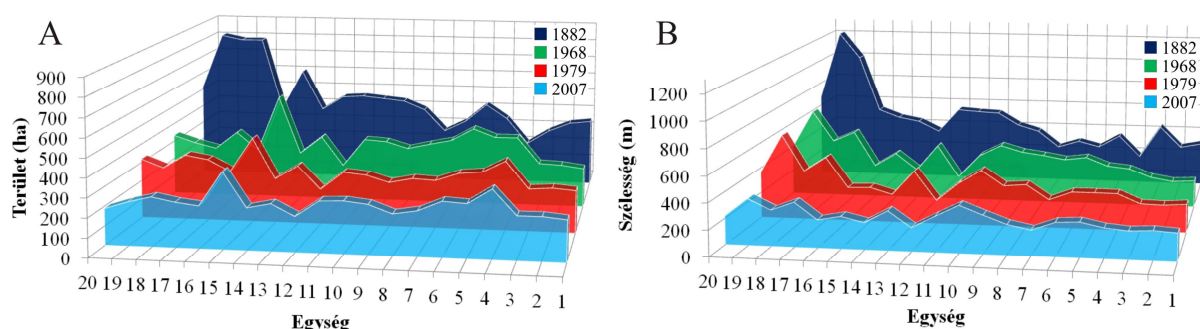
A Dráva vízjárásának módosulása a meder morfológiájára is hatást gyakorolt. Ezek közül a hosszú távú változásokat térképek, illetve légi- és műholdfelvételek alapján, míg a rövid

távú mederalakulást dendrológiai, illetve terepi GPS felmérések segítségével értékeltem. A meder tér- és időbeli módosulásának elemzéséhez megvizsgáltam a meder szélességének és a vízfelület területének alakulását; a hidro-morfológiai változásokra érzékenyen reagáló szigetek morфомetriai és morfológiai paramétereit; a folyó Barcs feletti szakaszán található egyes kanyarulatok és szigetek fejlődését; illetve a kanyargósságban és a fonatosságban végbement változásokat.

5.2.1. A vízfelszín területének és a meder szélességének alakulása

A Drávát az elmúlt két évszázadban jelentős antropogén hatások érték, hiszen a 19. századi kanyarulat-átvágások hatására hossza lecsökkent (Ihrig 1973), miközben egyes szakaszokat kiegyenesítettek. A 20. században épült vízerőművek a folyamatos vízszint csökkenésben játszottak jelentős szerepet. Ezek a hatások pontról-pontra kombinálódhattak a lokálisan jellemző sarkantyú és partbiztosítás építéssel, illetve a mederből történő kavics-kitermeléssel. Az antropogén hatások mellett az éghajlat változása sem hagyható figyelmen kívül, azonban ennek vizsgálata nem volt direkt célom.

A Mura-torkolat és a dunai torkolat közötti Dráva szakaszon látványos változások mentek végbe a mederben, hiszen jelentősen lecsökkent a vízfelszín területe és a meder szélessége a 2007-ig megtörtént vizsgálatok alapján. Ezek a paraméterek nemcsak időben változtak, hanem térben is, amelynek eredményeként egyre inkább egységesebbé vált a meder felső és alsó szakasza (5.16. ábra).



5.16. ábra. A vízfelszín területének (A) és a meder átlagos szélességének (B) alakulása a Dráva vizsgált egységeiben

Az 1882 és 2007 közötti időszakban a teljes vizsgált szakasz **vízfelszínének a területe** közel a felére zsugorodott (9389 ha-ról 5010 ha-ra). Bár a vizsgált időszak alatt a vízfelszín területének csökkenése folyamatos volt, az egyes felmérések között különböző ütemben zajlott. Míg 1882 és 1968 között átlagosan 35 ha/év ütemben zsugorodott a vízfelszín területe, addig 1968 és 1979 között rövid időszakban megduplázódott az üteme (63 ha/év). Majd 1979 után a korábbiakhoz képest mérséklődött, de még így is évente 24 hektárral lett kisebb a Dráva vízfelszínének kiterjedése a Mura és Duna közötti szakaszon.

Ezzel párhuzamosan a **meder átlagos szélessége** (amelybe a vízfelület mellett a szigetek is beleszámítanak) is egyre inkább mérséklődött, összességében több mint a felére szűkült 1882 és 2007 között. A vizsgált Dráva szakasz teljes hosszára vonatkoztatva a meder szűkülésének üteme az 1882-1968-es időszakban volt a legkisebb (átlagosan 1,8 m/év). A legdinamikusabb ütemű keskenyedési folyamat – a vízfelszín területének csökkenéséhez hasonlóan – 1968 és 1979 között jellemezte a folyót (3,6 m/év). Majd 1979 után ugyan lassult a meder szűkülése (2,3 m/év), de még így is meghaladta a 20. század első felében mért ütemet. Az 1882 és 1968 közötti időszakban a vízfelszín mérsékelt arányú zsugorodása a nagyméretű, főleg kanyarulat-átvágásokkal létrejött szigetek partba olvadásával, illetve a 20.

század elejétől a Dráva osztrák-szlovén szakaszán felépített vízerőművek vízvisszatartásából következő vízszintsüllyedésekkel magyarázható.

A meder keskenyedése nemcsak az átlagos szélesség értékekben, hanem a **maximális szélesség** alakulásában is megjelent. Míg az 1882-es felmérés idején a Dráva maximális szélessége bizonyos szakaszokon a 2 kilométert is meghaladhatta (pl. 18. egység esetén 2351 m), addig a 21. század elején a maximális szélesség már csak 1114 méter volt (2007-ben 19. egységben). Véleményem szerint, ha a vízszintek tovább süllyednek a Dráván, akkor a mederszűkülés felgyorsulhat, hiszen a nagyobb kiterjedésű szigetek végleg a parthoz fognak kapcsolódni, így az általuk felosztott meder, illetve az itt mérhető nagy maximális szélesség értékek el fognak tűnni. Ezt támasztják alá az átlagos mederszélesség legnagyobb értékei is, hiszen míg 1882-ben még volt olyan egység (pl. 19. egység), ahol a meder átlagos szélessége 1241 m volt, addig 2007-ben már csak 361 m volt a Dráva legnagyobb átlagszélessége. Méréseim szerint mindez nem a 19. egységben, hanem folyásirányban lejjebb, a 10. egységben tapasztalható. Ez bizonyítja, hogy nemcsak időben, hanem térben is jelentősen változtak a Dráva szélességviszonyai 1882 és 2007 között. Látható, hogy a vizsgált Dráva szakasz felső (20-15.) és alsó (14-1.) egységei között az eltérések egyre inkább csökkentek, így a meder egyre egységesebbé vált.

A **felső szakaszon** 1882 és 2007 között, a vízfelszín területe 59,9%-kal csökkent (5.9. táblázat). Ezzel párhuzamosan a meder is leszűkült 63,4%-al, így a felső szakasz átlagos mederszélessége 752 m-ről 275 m-re mérséklődött.

5.9. táblázat. A vízfelszín átlagos területének (T) és a meder átlagos szélességének ($W_{\text{át}}$) alakulása a teljes szakaszon, illetve a Dráva felső (20-15. egység) és alsó (14-1. egység) szakaszain

	1882		1968		1979		2007	
	T (ha/fkm)	$W_{\text{át}}$ (m)	T (ha/fkm)	W (m)	T (ha/fkm)	$W_{\text{át}}$ (m)	T (ha/fkm)	$W_{\text{át}}$ (m)
Teljes szakasz	39,4	513	26,9	361	23,9	321	21,2	256
Felső szakasz	50,1	752	26,4	453	25,4	408	20,1	275
Alsó szakasz	34,1	410	27,2	322	23,2	283	21,7	248

Egységek szintjén megvizsgálva a vízfelszín és a mederszélesség alakulását megállapítható, hogy a felső szakaszon lévő egységekben jelentkeztek igazán jelentős változások. Például az 1800-as évek második felében a 19-17. egységekben 800 hektárnál is nagyobb volt a vízfelület kiterjedése, míg a meder átlagos szélessége 573-1241 m volt. Ugyanezen egységekben a 2007-es felmérésig már 200-400 hektár közötti értékre csökkent a vízfelület kiterjedése és átlagosan 274-355 méterre szűkült a meder. A vízfelszín területének jelentős zsugorodása a felső szakasz legalsó egységében (15.) is megjelenik. Bár a 20-21. században a Dráva teljes vizsgált szakaszán itt volt a legnagyobb területű vízfelület (1968. 566 ha; 1979. 450 ha; 2007. 400 ha), viszont még így sem közelíti meg az 1882-es állapotot (623 ha).

Az **alsó szakaszon** nem volt ilyen drasztikus a mederszélesség csökkenés az elmúlt közel 130 évben, hiszen a vízfelszín területe mindössze 36,4%-al mérséklődött. A meder átlagos szélessége 410 m-ről 248 m-re csökkent, mely 39,5%-os szűkülést jelent. A vízfelület területének és a meder átlagos szélességének csökkenési üteme többnyire jóval lassabb volt az alsó szakaszon, mint a felsőn (5.10. táblázat).

5.10. táblázat. A vízfelszín területének csökkenésének és a meder keskenyedésének üteme a felső (20-15. egység) és alsó (14-1. egység) szakaszokon

	Felső szakasz		Alsó szakasz	
	T (ha/év)	W (m/év)	T (ha/év)	W (m/év)
1882-1968	22,0	3,5	13,0	1,0
1968-1979	8,6	4,1	54,4	3,6
1979-2007	16,6	4,8	7,6	1,3

Az 1968 és 1979 közötti rövid időszakban a korábbi folyamatoknak épp az ellenkezője figyelhető meg, hiszen a felső szakaszon a vízfelület kevésbé csökkent és az alsó szakaszra áttevődött az intenzívebb vízfelület zsugorodás. Ekkor a korábbi időszakhoz képest és a felső szakaszhoz képest is jelentősen megnövekedett (4-6-szoros) a vízfelszín csökkenésének üteme, miközben megközelítőleg azonos mértékű volt a meder keskenyedése, mint a felső szakaszon.

Az alsó szakaszon a 13. és 9. egységekben volt a legintenzívebb a vízfelület zsugorodása és a meder keskenyedése. Előbbinél közel felére csökkent a vízfelszín (48,5%-al) és a meder átlagos szélessége (49,3%-al), ami az átvágások során létrejött nagy kiterjedésű sziget partba olvadásának a következménye. Ennek épp az ellenkezője figyelhető meg a 4. egységben, ahol növekedett a vízfelület kiterjedése (35,9%-al) és a meder átlagos szélessége is (3%-al) a vizsgált teljes időszakban. Ha megvizsgáljuk az egyes felmérések idején a meder átlagos szélességét (1882. 226 m; 1968. 299 m; 1979. 287 m; 2007. 233 m), akkor megfigyelhető, hogy a 20. században nőtt meg a 4. egységben a mederszélesség, majd 2007-ig nagyjából azonos értéket vett fel, mint a 19. század második felében. Ennek oka abban keresendő, hogy az 1882-es felmérés idején itt egy kiegyenesített meder volt, ami a 20. században egyre inkább szélesedett és elkezdett kanyarogni. A vízerőmű építések következtében lesüllyedő vízszintek révén azonban már ismét elkezdett keskenyedni a korábban kiszélesedő meder. Az alsó szakaszon végbement ilyen mértékű szűkülés a vízszintek süllyedésével hozható összefüggésbe, mivel főleg a 7-5. egységeken jelentős méretű – korábbi kanyarulat-átvágásokkal létrehozott – szigetek voltak, melyek beleolvadtak a partba, így nagymértékű vízfelszín zsugorodást és ezzel együtt egy egységesebb meder kialakulását vonta magával.

Az, hogy a vízfelszín területének zsugorodása és a meder keskenyedésének üteme dinamikusabb volt a felső szakaszon, abból adódhat, hogy a felső szakaszon mindig is szélesebb volt a meder, mint az alsón. A szűkülés mindegyik szakaszon jelen volt, azonban hol az alsón, hol a felsőn volt intenzívebb. Ez tükrözheti a két szakasz (hordalék) egyensúlyát, ugyanis amíg a felső szakasz szűkült – a hordalék csapdázódhatott is –, az alsó szakaszokra kevesebb hordalék juthatott növekvő munkavégző képesség mellett. Később viszont a felső szakaszon volt kevésbé intenzív a szűkülés, így a hordalék tovább juthatott és az alsó szakaszokon csapdázódott.

A felső szakaszon a mederben található (nem csak a kanyarulat-átvágások miatt létrejövő) nagyméretű szigetek által több ágra osztott meder tehát jóval érzékenyebben reagált a vízszintek süllyedésére, így egyre több sziget olvadhatott a partba. Ezzel szemben az alsó szakasz keskenyedése azért nem volt ilyen intenzív, mert ott a hosszabb szakaszokon kiegyenesített meder – mint ahogy azt a 4. egység példáján láthattuk – 1968-ig elkezdte újra felvenni a kanyargós mintázatot. Az 1882 és 2007 közötti időszakban a felső szakasz jóval nagyobb mértékben alakult át, mint az alsó, hiszen közel kétszer annyit veszített a vízfelület kiterjedéséből és az átlagos mederszélességből. Az idő előrehaladtával egyre inkább csökkentek a különbségek a felső és az alsó szakasz között a vízfelület kiterjedésében és a meder szélességében, így egy egységesebb, beágyazódottabb meder kezdett kialakulni a teljes vizsgált Dráva szakaszon.

5.2.2. A szigetek változásai

A szigetek fejlődését alapvetően befolyásolják a Drávát ért szabályozási munkák, illetve a vizsgált szakasz felett felépített vízerőművek és tározók, amelyek erőteljesen módosítják a víz- és hordalékjárást. Az elemzést először a valódi és a nagyméretű ártéri szigetek számának, területének és a szakaszon belüli elhelyezkedésének tanulmányozásával kezdem. Ezt követően a fejlődési állapotukat vizsgálom meg, majd az egymáshoz viszonyított helyzetükben, azaz a gyakoriságukban végbement változásokat tárom fel. Emellett a szigetek

alakjának (megnyúlás) módosulásait is elemzem, hiszen ez utalhat a folyó energiaviszonyaira. Az előbbi paramétereket a teljes vizsgált szakaszon értékelem, majd egységekre lebontva, illetve egy-egy jellemző egység alapján elemzem. Ezt követően – nagyobb méretarányban – a Dráva felső szakaszán található két sziget fejlődését mutatom be, ugyanis ezek a szigetek terelőművek al-, illetve felvizen alakultak ki, így feltárható az antropogén hatásra létrejött szigetek fejlődése.

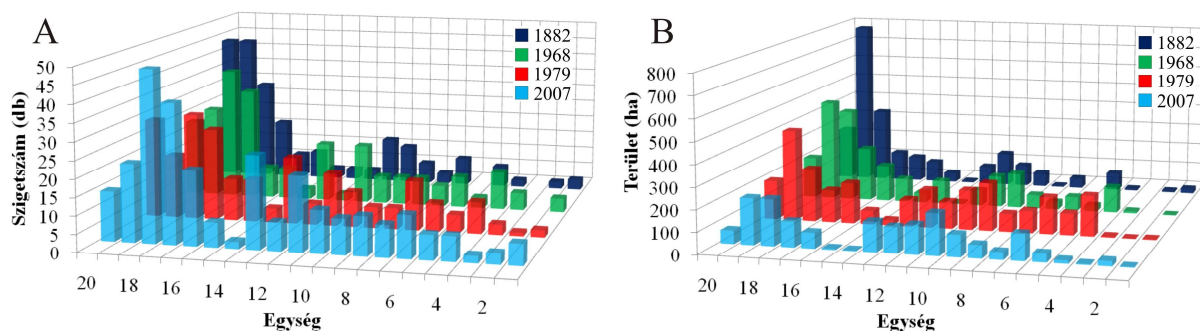
5.2.2.1. A szigetek számának és területének alakulása a kialakulásuk szerint

A Dráván 1882 és 2007 között 26,8%-al megnövekedett a **valódi szigetek** száma, miközben összterületük ugyan nem folyamatosan, de 29,5%-al lecsökkent (5.11. táblázat).

5.11. táblázat. A valódi szigetek számának és területének alakulása a vizsgált időpontokban, a teljes szakaszon, illetve a Dráva felső (20-15. egység) és alsó (14-1. egység) szakaszain

	1882		1968		1979		2007	
	Szám (db)	T (ha)	Szám (db)	T (ha)	Szám (db)	T (ha)	Szám (db)	T (ha)
Teljes szakasz	210	2381	237	2512	234	2782	287	1678
Felső szakasz	147	1740	136	1644	126	1262	151	688
Alsó szakasz	63	641	101	868	108	1520	136	990

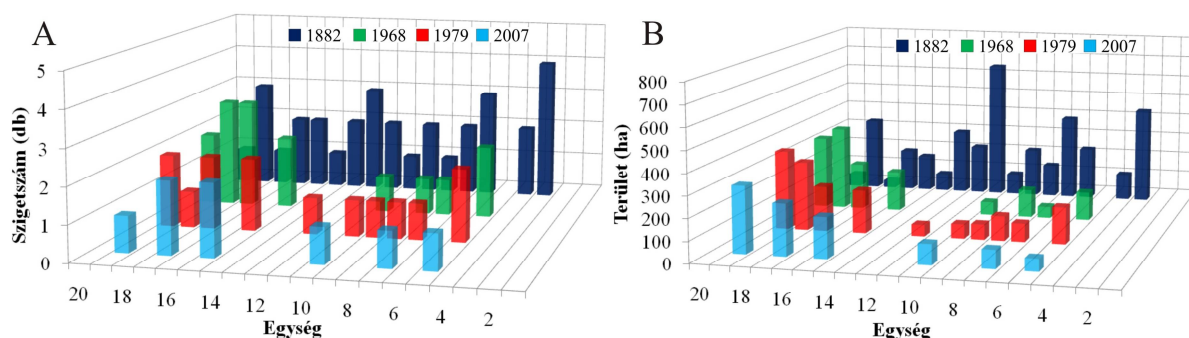
A legtöbb sziget (21-25 sziget/egység) mindegyik időszakban a Dráva *felső szakaszát* (20-15. egység) jellemezte. Ezen a szakaszon a szigetek száma kismértékben emelkedett (3%-al), miközben összterületük nagymértékben (60%-al) csökkent (5.17. ábra A részlet). Az 1882-es felmérés idején a 20-19. egységekben volt a legtöbb sziget (43-43 db), majd ez a szigetekkel sűrűn tagolt mederszakasz 2007-ig folyamatosan az alsóbb szakaszok felé tevődött, így a 21. század elejére már a 18. egységben volt a legtöbb sziget (48 db). Miközben a 20-19. egységekben egyre kevesebb sziget volt és az összterületük is zsugorodott (1882. 86 db, 1035 ha; 2007. 36 db, 276 ha), addig a 18-15. egységekben bár a szigetek száma közel duplájára nőtt, harmadával csökkent a területük (1882. 61 db, 705 ha; 2007. 115 db, 412 ha).



5.17. ábra. A valódi szigetek számának (A) és területének (B) alakulása a felmérések idején a különböző egységekben

Az *alsó (14-1. egység) szakaszon* a valódi szigetek száma (54%-al) és összterülete (35%-al) növekedett a teljes időszakban (1882. 5 db/egység; 2007. átlagosan 10 db/egység), amelyek az 1979-es felmérés idején érték el a maximumukat (5.16. ábra B részlet). Az, hogy több sziget területe is megnövekedett az 1968-as állapothoz képest, annak köszönhető, hogy a szigetek összekapcsolódtak és így nagyobb kiterjedésű formák jöttek létre. A 2007-es felmérés idejére már mérséklődött az összterületük, ugyanis a nagyobb formák hozzákapcsolódtak a parthoz, főleg a mederrendezés és a vízszintcsökkenés következtében. Emellett viszont újabb szigetek is képződtek zátonyokból, amely pedig szintén a tovább süllyedő vízszinteknek és a terelőművek árnyékhathatásának is köszönhető.

Az **ártéri szigetek** csökkenő számban fordultak elő a Dráván. A legtöbb (32 db) és legnagyobb összterületben (3797 ha) az 1882-es felvételezés idején fordult elő. Ezek a szigetek leginkább a kanyarulat-átvágások következtében a vezérárok kialakításával jöttek létre, de természetesen lefűződő kanyarulatok is előfordultak. Némi idő elteltével a levágott vagy lefűződő szigeteket határoló mellékágak feltöltődtek, így ezek a szigetek folyamatosan beleolvadtak az ártérbe. Az 1968-as felvételezés idején már csak 15 db (1517 ha), 1979-ben 14 db (1663 ha), végül 2007-ben már csak 8 db ártéri sziget (976 ha) volt a Dráván (5.18. ábra A részlet). Az átvágások különböző méretű kanyarulatokat érintettek, az általuk létrehozott ártéri szigetek között előfordulhatnak jelentős területbeli különbségek. A legnagyobb (441 ha) ártéri sziget például 1882-ben a 11. egységben fordult elő, míg a legkisebbek (18 ha) 1882-ben a 7. egységben és 1968-ban (21 ha) a 17. egységben voltak (5.18. ábra B részlet).



5.18. ábra. Az ártéri szigetek összterülete egységenként a különböző felmérésekkor

A **felső szakaszt** a 19. század végén kevesebb ártéri sziget (9 db) jellemezte, majd a 20. században már az alsó szakaszon, a 10. egységtől folyásirányban lefelé fordultak elő nagyobb számban ezek a formák. Ezzel párhuzamosan a felső szakaszon a számuk is folyamatosan csökkent, itt a szigetek összterülete az 1968 és 1979-es felmérések idején volt a legnagyobb (1138-1100 ha), ugyanis az 1882-ben létező – többnyire – kanyarulat-átvágással keletkezett szigetek (812 ha) teljesen a partba olvadtak és az újonnan létrejövők közül a nagyobb területűek jellemzően a szigetek összeolvadásából és természetes lefűződésből létrejövő formák voltak. Erre jó példa a 19. egység, ahol az 1882-es és 2007-es felmérés idején is csak egy-egy ártéri sziget volt. Az 1882-ben még létező sziget (61 ha) már teljesen partba olvadt. Ugyanakkor 2007-ben már egy újabb, 309 hektáros sziget foglalt helyet ebben az egységben, amely nem kanyarulat-átvágással vagy természetes lefűződéssel jött létre, hanem a folyó szakított ki az ártérből egy nagyobb térrészt, így létrehozva egy jelentős területű ártéri szigetet. Az ártéri szigetek területe gyarapodhatott akkumuláció révén is. Például az 1968-as felméréskor a 15. egységben megjelent ártéri sziget területe 1979-ig 3 hektárral, majd 2007-ig 13 hektárral nőtt. A területnövekedést a sziget mellett húzódó mellékág feltöltődése okozta, így a sziget mellett elhelyezkedő kisebb szigetek a nagy szigethez kapcsolódtak és beleolvadtak.

Az **alsó szakaszon** az 1882-es felméréskor még nagyszámú (23 db) és jelentős összterületű (2985 ha) ártéri szigetet találunk, azonban ezek az 1968-as felmérésig szinte teljesen a partba olvadtak, így a múlt századra lecsökkent a számuk (1968-1979 között 5-7 db).

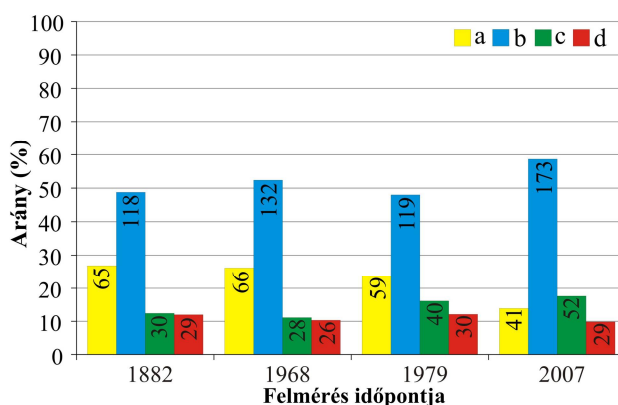
A 20-21. században az ártéri szigetek az alsó szakaszon a 10-5. egységek között jellemezték a medret. Ezekben az egységekben 1882-ben még 9 db (1126 ha), majd 2007-ben már csak 3 sziget (239 ha) volt. A többi egységben 1882-ben még fellelhető ártéri szigetek – a csökkenő vízszintek miatt feltöltődő mellékágak, így az egyre egységesebb főmeder kialakulása révén – egyre inkább az ártérhez kapcsolódtak. A 10. egységben lévő, 1968-ban megjelenő ártéri sziget területe egyre inkább gyarapodott (1968. 62 ha; 1979. 67 ha; 2007. 95

ha), ugyanis ennek a szigetnek a két végénél vágták át a kanyarulatok csúcsait (1993-1994-ben), melynek következtében a levágott területek a korábbi szigetbe olvadtak.

5.2.2.2. A szigetek fejlődési állapota

A szigetek fejlődési állapota, azaz a sodorvonaltól lévő távolsága – mely lényegében megegyezik a mederbeli oldalirányú helyzetével – utal az állapotukra. Azt mutatja meg, hogy milyen térbeli viszonyban vannak a sodorvonallal, illetve elkezdődött-e egybeolvadásuk egy másik szigettel vagy az ártérrel. A különböző fejlettségi állapotban lévő szigetek nem csak időben, hanem térben is változtak a Dráván az elmúlt közel 130 évben.

A **sodorvonaltól lévő szigetek** számában és arányában folyamatos csökkenés figyelhető meg. Az első felvétel idején (1882) számuk 65 volt, arányuk a többi szigethez képest pedig 27%, mely 2007-ig 41 db szigetre (14%) mérséklődött (5.19. ábra)



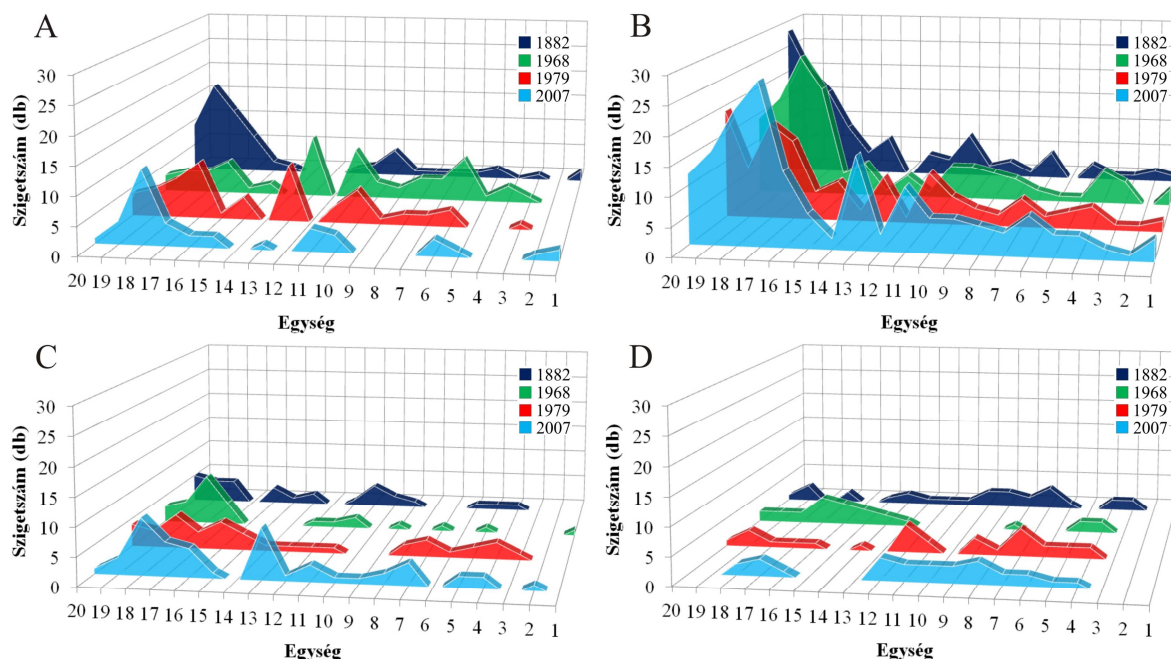
5.19. ábra. A szigetek csoportosítása a mederben elfoglalt helyzetük alapján (Az oszlopokon a szigetek száma van feltüntetve (db); jelmagyarázat: a: sodorvonaltól lévő szigetek; b: parthoz vagy másik szigethez simuló; c: részlegesen partba olvadt szigetek; d: teljesen partba olvadt szigetek)

A felső szakaszon 1882-ben átlagosan 8 db sodorvonaltól lévő sziget fordult elő egységenként (5.20. ábra A részlet). Számuk 1968-ig mérséklődött (átlagosan 3 db/egység) és az ezt követő időszakban enyhén nőtt (átlagosan 4-5 db/egység). A legtöbb sodorvonaltól lévő sziget 1882-ben a 19. egységben helyezkedett el (17 db), majd később számuk lecsökkent, olyannyira, hogy már csak 4-5 db sodorvonaltól lévő sziget fordult elő a 20-21. században. Ekkor a legtöbb sodorvonaltól lévő sziget a 18-17. egységben helyezkedett el (6-13 db).

Az alsó szakaszon kevesebb sodorvonaltól lévő sziget jellemezte a Drávát. Az 1882-es felmérés idején a levágott kanyarulatok miatt a kiegyenesített mederben kevés ilyen sziget volt (átlagosan 2 db/egység). Ahogy a kiegyenesített meder elkezdett kiszélesedni, számuk megnőtt, így a legnagyobb számban 1968-ban fordultak elő az alsó szakaszon (46 db, átlagosan 5 db/egység). Az 1979-es felmérésen viszont 28 db-ra apadt a számuk (átlagosan 4 db/egység), majd 2007-ben már csak 15 ilyen formát találunk (átlagosan 2 db/egység). A sodorvonaltól lévő szigetek számának csökkenését az okozta, hogy a szigetek elkezdtek másik szigethez vagy a parthoz közeledni és egybeforrni, amihez hozzájárultak az egyre alacsonyabb vízszintek.

A **parthoz vagy másik szigethez simuló szigetek** száma folyamatosan emelkedett (1882. 118 db; 2007. 173 db), ezzel szemben arányuk a többi szigethez képest nem változott jelentős mértékben (1882. 49%; 2007. 59%). Az ilyen típusú szigetek leginkább a felső szakaszt jellemezték, hiszen itt többnyire nagyobb számban fordultak elő, mert a szélesebb, több ágra szakadó mederben dinamikusabban fejlődhetnek. Azáltal, hogy közelebb helyezkedtek el a vízerőművekhez, az ezek által okozott vízszintsüllyedés nagyobb mértékben okozhatta a felső

szakaszon a mellékágak elhalását, így a szigetek parthoz vagy más formához simulását, azaz a meder egységesebbé és morfológiailag szegényebbé válását (5.20. ábra B részlet). Az az egység, amelyben a legtöbb parthoz vagy másik szigethez simuló szigetet találjuk, az idő előrehaladtával egyre lejjebb tevődött, így 1882-ben a 20. egységben fordult elő a legtöbb (28 db), majd 2007-ben már 20 km-rel folyásirányban lejjebb, a 17. egységben (28 db).



5.20. ábra. A szigetek mederben elfoglalt helyzetének változása a különböző felmérési időpontokban a Dráva 10 km-es egységeiben (ábramagyarázat: A: sorvonalban lévő sziget; B: parthoz vagy másik szigethez simuló sziget; C: részlegesen partba olvadt sziget; D: teljesen partba olvadt sziget)

Az alsó szakaszon, ahogy egyre markánsabban rajzolódott ki a főág, úgy közeledtek a szigetek a part vagy egymás felé. Így számuk közel megduplázódott (45%-al) (1882. 34 db; 2007. 75 db) és a 19-20. században átlagosan 3 sziget/egység, majd 2007-ben már 5 db/egység jellemezte az alsó szakaszt. Véleményem szerint ez azzal magyarázható, hogy a mederrendezések során épített terelőművek hatására a sorvonal kifejezettebbé vált, így a sorvonal felőli szigetoldalak erodálódtak, miközben az alászálló vízszintek miatt a parthoz közeli oldalaik épültek.

A *részlegesen partba olvadt szigetek* száma (1882. 30 db; 2007. 52 db) és aránya (1882. 12,4%; 2007. 17,6%) fokozatosan növekedett 2007-ig. Egyre több sziget veszítette el különálló sziget jellegét és csatlakozott más formához vagy a parthoz, amely szorosan összefügg a Drávát ért antropogén hatásokkal. Ez leginkább az utolsó felvétel idejére vált nyilvánvalóvá, ugyanis részlegesen partba olvadt szigetek ekkor fordultak elő a legnagyobb számban és arányban (5.20. ábra C részlet). A részlegesen partba olvadt szigetek is a felső szakaszon domináltak (átlagosan 4 db/egység) és az idő múlásával egyre gyakoribbá is váltak. Számuk a felső szakaszon 17-ről 26-ra nőtt 2007-re, ami a sok ágra szakadó meder egyre egységesebbé válásából, azaz a mellékágak elhalásából adódott. A legtöbb (5 db) ilyen sziget 1882-ben a 20. egységben fordult elő, majd a 20-21. században már lejjebb tevődtek és a 18. egységben voltak a leggyakoribbak (6-10 db). A Dráva alsó szakaszán is megduplázódott a számuk (1882. 13 db; 2007. 26 db) és átlagosan két részlegesen partba olvadt sziget volt egy egységben. Egyre több ilyen sziget jelent meg az alsó szakaszon 1979-ben és 2007-ben is, mely főleg a mederrendezéseknek köszönhető. Ugyanis ezek elősegítették a szigetek partba

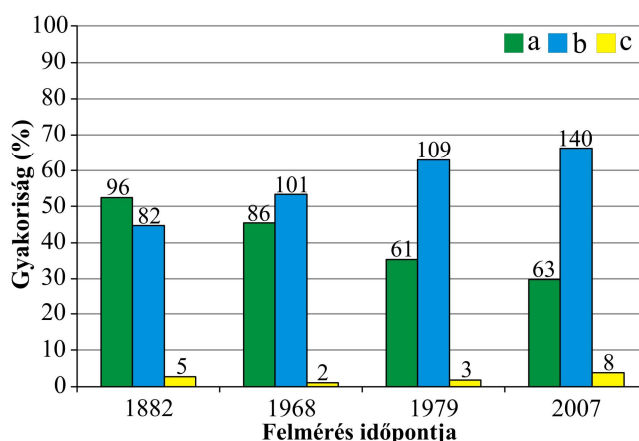
olvadását, illetve a sarkantyúk mögött megszülető szigetek gyors ütemben csatlakoztak a parthoz.

A **teljesen partba olvadt szigetek** mindegyik időszakban hasonló számban (26-30 db) és arányban (9,8%-12,1%) fordultak elő, noha nagy valószínűséggel egyre több olvadt időközben a partba. Ennek oka a térképi megjelenítésben is keresendő, mivel ezeket a formákat a meder felvételezéskor gyakran már nem ábrázolták. A teljesen partba olvadt szigetek – ellentétben a többi szigettípussal – a vizsgált időszak majdnem egészében, inkább a Dráva alsó szakaszát jellemezték (5.20. ábra D részlet), bár 1968-ban a 20-13. egységekben is előfordultak nagy számban (max. 5 db/egység). Az, hogy az ilyen szigetek többnyire a Dráva alsóbb egységeiben olvadtak partba, összefüggésbe hozható azzal, hogy az 1882-es felméréskor ez a szigettípus többnyire a korábbi kanyarulat-átvágások partba olvadt nagy képződményeiből állt. Később a Dráva alsóbb szakaszán véghezvitt vízrendezési munkálatok során létrehozott terelőművek és a mellékágakat lezáró kőrákok révén kapcsolódtak nagyobb számban az ártérbe az egykori szigetek. Az, hogy az 1968-as felvételezéskor a tendencia megtörik, magyarázható a térképezés céljával és ábrázolásmódjával, ugyanis ezen a vízrajzi atlaszon inkább a medret és az abban lévő képződményeket tüntették fel, szemben egy topográfiai térképpel, amelyen részletesebben ábrázolták az ártéri felszínformákat, így a már partba olvadt szigeteket is.

5.2.2.3. A szigetek egymáshoz viszonyított gyakorisága

A következő lépésként a mederben aktívan formálódó, tehát a sodorvonalban lévő és parthoz vagy másik formához simuló szigetek előfordulási gyakoriságát (denzitását) vizsgáltam meg.

A mederben aktívan formálódó szigetek 1882 és 2007 között egymáshoz képest megritkultak (5.21. ábra), mivel az egymáshoz képest „átfedésben lévő” szigetek aránya 52%-ról 30%-ra csökkent.

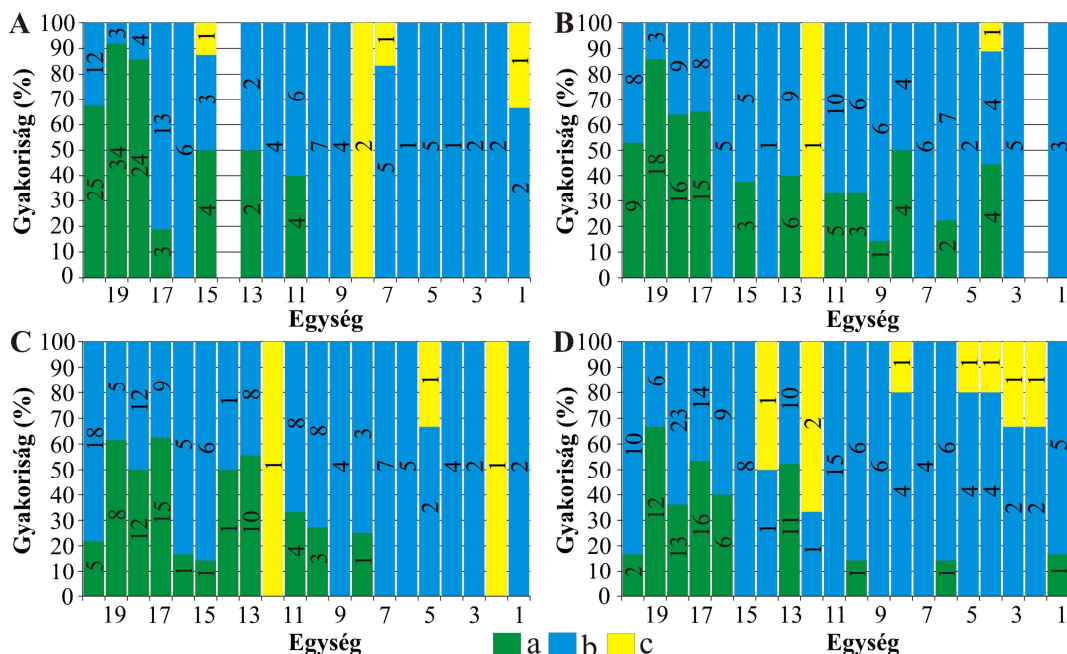


5.21. ábra. A szigetek gyakoriságának alakulása az egyes felmérési időpontokban (Az oszlopokon a szigetek száma van feltüntetve (db); Jelmagyarázat: a: átfedésben lévő; b: sűrűn elhelyezkedő; c: ritkán elhelyezkedő szigetek)

Így az egymás melletti elhelyezkedést felváltotta a folyásiránynak megfelelő egymás utáni kialakulás. Ezt mutatja a „sűrűn” megjelenő szigetek gyakoribbá válása (45%-ról 66%-ra) is. Ugyanakkor a „ritkán” elhelyezkedő szigetek számában nem figyelhető meg trendszerű változás, bár a legkisebb arányban a 20. században jellemezték a Drávát.

A Dráva egységeiben folyásirányba lefelé haladva egymáshoz képest egyre ritkábbá válnak a szigetek (5.22. ábra), miközben a felső szakaszt jellemezték leginkább az **átfedésben lévő szigetek**. Az 1882-es felméréskor volt a legtöbb ilyen típusú sziget (96 db, átlagosan 16

db/egység) és a legnagyobb számban (34 db) a 19. egységben fordultak elő. A számuk 2007-re egyre csökkent (49 db, átlagosan 8 db/egység) és a legtöbb ilyen típusú sziget ma már a 17. egységben fordul elő (16 db). Az alsó szakaszon már jelentősen eltér a különböző időszakokban az egymással átfedésben lévő szigetek száma; míg 1882-ben csak hat ilyen sziget volt (csak a 13. és 11. egységeken) addig, a 20. században megnőtt a számuk (1968. 25 db), majd csökkenni kezdett (1979. 19 db; 2007. 14 db). Az átfedésben lévő szigetek a 10. egység és a dunai torkolat közötti szakaszt jellemezték leginkább, itt is csak 1968-ban (14 db) voltak jelentősebb számban. Az 1979 és 2007-es felmérésekkor lecsökkent a számuk és csak 3-4 ilyen sziget helyezkedett el ezen a szakaszon, mely az egyre egységesebbé és beágyazódottabbá váló meder kialakulásával állítható párhuzamba.



5.22. ábra. A szigetek gyakoriságának alakulása a különböző felmérési időpontokban (A:1882; B:1968; C:1979; D: 2007) egységekre lebontva (Az oszlopokon a szigetszámok jelennek meg (db); jelmagyarázat: a: átfedésben lévő; b: sűrűn elhelyezkedő; b: ritkán elhelyezkedő szigetek)

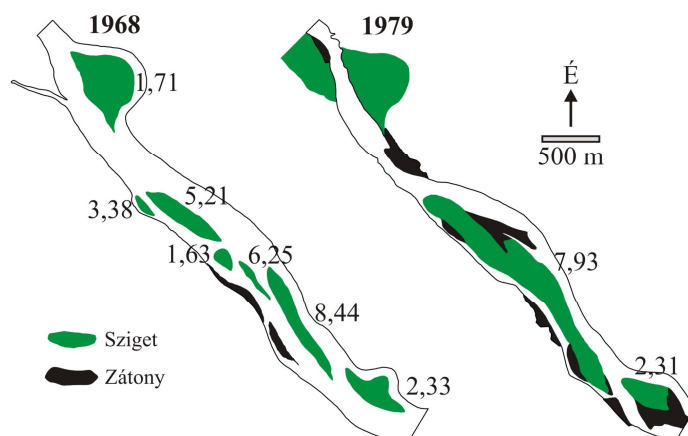
A **sűrűn elhelyezkedő szigetekre**, az átfedésben lévő szigetekre jellemző idő- és térbeli tendenciák ellenkezője jellemző, ugyanis egyre több ilyen sziget foglalta el mind a felső, mind pedig az alsó szakaszt. A felső és az alsó szakaszokon 1882 és 2007 között számuk 41-ről 70-re nőtt, míg a felső szakaszon átlagos számuk 12 db/egység volt, addig az alsón 5 db/egység. A sűrűn elhelyezkedő szigetek számának növekedése a meder szűkülésével magyarázható, hiszen így az átfedésben lévő szigetek elsodródtak egymás mellől. Legnagyobb számban (13 db) a 17. egységben fordultak elő 1882-ben, majd 2007-ben a legtöbb ilyen formát (23 db) már a 18. egységben találjuk. A szigetek száma hasonló arányban alakult az alsó és felső szakaszokon, kivéve az 1968-as felmérés során, amikor 62%-uk volt az alsó szakaszon.

A **ritkán elhelyezkedő szigetek** szinte egyáltalán nem fordultak elő a felső szakaszon a vizsgált időszakban (kivéve 1882-ben a 15. egységben), amely a nagy szigetszámnak és így az egymáshoz képest sűrűbben elhelyezkedő formáknak a következménye. Az alsó szakaszon is csak néhány jelent meg (1882. 4 db; 1968. 2 db; 1979. 3 db; 2007. 8 db) és átlagosan csupán egy ilyen sziget fordult elő egységenként. Megjelenésük 1968-tól a 12. egységben egy egységes főmedrű, szabályozott egyenes szakaszhoz köthető, mivel itt a kiegyenesített és partbiztosított mederben nem tudtak volna nagyobb számban felépülni a szigetek. A 2007-es felmérés idején, az alsó szakaszon a 8-1. egység közötti szakaszt jellemezték leginkább

(számuk itt is csupán 5 db volt). Viszont a 14. egységben is megjelentek, mely már előrevetíti a felfelé haladásukat, hiszen ahogy a felső szakaszon is szűkül és egyágúvá kezd válni a Dráva, úgy ott is mérséklődni fog a lehetősége, hogy sűrűn egymás mellett helyezkedjenek el a szigetek.

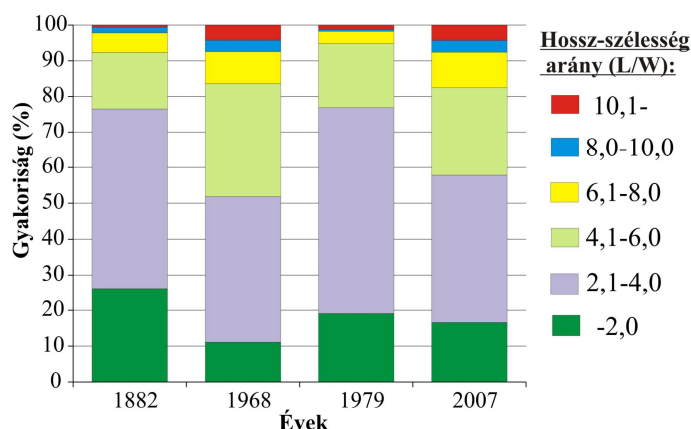
5.2.2.4. A szigetek alakjának alakulása

A mederben lévő valódi szigetek **megnyúlási indexe** utal a szigetet körülvevő fluviális közeg energiaviszonyaira. Minél hosszabb és keskenyebb egy sziget, annál nagyobb a megnyúlási index értéke, ami pedig nagyobb energiájú környezetre utal, ami hatására dinamikusan formálódik az adott sziget. Előfordult olyan eset is, amikor a kisebb formák és alacsonyabb megnyúlási indexszel rendelkező szigetek összeolvadásából kialakult egy nagyobb forma, amely igen elnyúlt alakot vehet fel. Például ez történt a 6. egységben, ahol az 1968-ban található 5 sziget (megnyúlási index: 1,63-8,44) 1979-ig egy nagy és hosszú (megnyúlási index: 7,93) szigetté épült össze (5.23. ábra). A lecsökkenő vízszintek tehát nemcsak a szigetek összeolvadását eredményezték, hanem a keskenyedő mederben dinamikusabban erodálódtak az oldalai is.



5.23. ábra. Egyes szigetekhez tartozó megnyúlási index értékek 6. egységben

A teljes szakaszra jellemző átlagos megnyúlási értékek 3,22-4,3 között változtak 1882 és 2007 között, de jellegzetes trend nélkül. A $2 < L/W \leq 4$ kategóriába tartozó, azaz a kerekded szigetek voltak túlsúlyban a Dráva vizsgált szakaszán az elmúlt közel 130 évben (5.24. ábra).



5.24. ábra. A szigetek megnyúlási indexének (hossz-szélesség) alakulása a felmérési időpontokban (Jelmagyarázat: L: sziget legnagyobb hossza; W: sziget legnagyobb szélessége)

A legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetekkel összevonva megállapítható, hogy mindegyik felmérés idején 50% és 70% felett volt a $L/W \leq 4$ kategóriába tartozó szigetek aránya. A megnyúlt ($4 < L/W \leq 6$), illetve a 6 feletti – mátt erőteljesen megnyúlt – kategóriájú sziget is nagy számban jellemezte Dráva medrét. Ez mutatja, hogy eltérő energiaviszonyok uralták a folyót, nem csak az egyes időszakokban, hanem a különböző szakaszain is egyaránt. A 19. század végén (1882) a legtöbb egységben a szigetek jelentős hányada kerekded volt, így alacsony megnyúlási értékkel bírt. Az egységek 26%-a az $L/W \leq 2$ és az 50%-uk a $2 < L/W \leq 4$ kategóriába tartozott, az átlagos megnyúlás pedig 3,22 volt a teljes szakaszon.

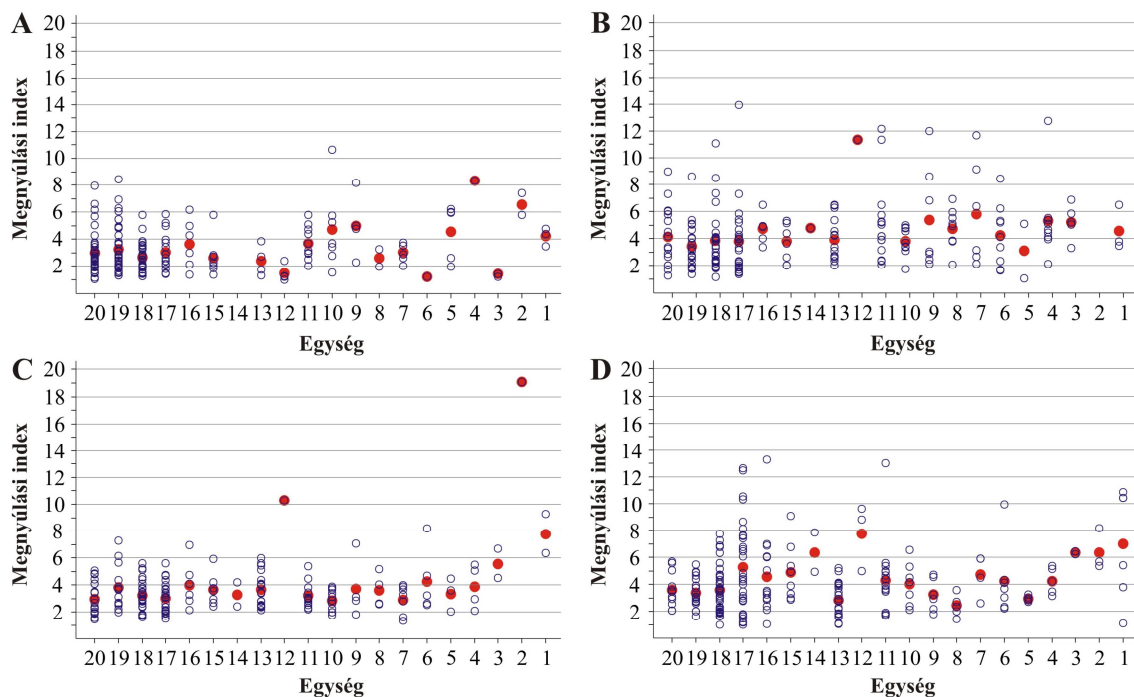
Térben vizsgálva a szigetek megnyúlását megállapítható, hogy a felső szakaszon átlagosan 3,02 volt a szigetek megnyúlási indexének értéke és itt a szigeteknek csupán 28%-a tartozott a legkerekdedebbek közé ($L/W \leq 2$). A szigetek több mint fele (53%) $2 < L/W \leq 4$ megnyúlással bírt. Az erőteljesen megnyúlt szigetek pedig ($L/W > 6$) csupán 6%-ot tettek ki. Az alsó szakaszon az átlagos megnyúlási index értéke a felsőhöz képest magasabb volt (3,74). A legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetek aránya itt kisebb volt (21%) és csak a szigetek 43%-a tartozott a $2 < L/W \leq 4$ kategóriába. A megnyúlt szigetek ($4 < L/W \leq 6$) aránya megnövekedett a felső szakaszhoz (13%) képest az alsó szakaszon (24%-ra nőtt), míg az erőteljesen megnyúlt ($L/W > 6$) szigetek dupla akkora arányban voltak, mint a felső szakaszon (12%), hiszen a keskenyebb mederben a folyó dinamikusabban erodálta a formák partjait (5.25. ábra A részlet).

A szigetek megnyúlási indexe időben is változott, hiszen az 1882-es felméréshez képest 1968-ig nőtt az értéke, mivel csökkent a kerekded szigetek aránya ($2 < L/W \leq 4$: 41%) és nagyobb arányban voltak jelen a jobban megnyúlt szigetek ($4 < L/W \leq 6$: 32%; $L/W > 6$ 16%), amely a leszűkült mederrel állítható párhuzamba. A felső szakaszon az átlagos megnyúlási index 1882-1968 között 3,85-re növekedett, mivel a legkerekdedebb szigeteknek lecsökkent az aránya (17%), a megnyúlt és erőteljesen megnyúlt ($4 < L/W$) szigetek aránya pedig megduplázódott. Az alsó szakaszon az átlagos megnyúlási index értéke szintén növekedett (4,79). A legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetekből kevés volt (3%), míg a megnyúlt szigetek ($4 < L/W \leq 6$) aránya a felső szakaszhoz képest 34%-ra nőtt és az erőteljesen megnyúlt szigetek ($L/W > 6$) pedig nagyobb (21%) arányban jellemezték az alsó szakaszt (5.25. ábra B részlet).

Az 1968 és 1979-es térképezések között az átlagos megnyúlási index a teljes szakaszon 3,31-re csökkent és kerekded szigetek ($2 < L/W \leq 4$: 58%) jellemezték a Drávát (5.25. ábra C részlet). A felső szakaszon átlagosan 3,04-re csökkent a szigetek megnyúlási indexe, hiszen a legkerekdedebb szigetek ($L/W \leq 2$) 24%-os arányt képviseltek, míg a $2 < L/W \leq 4$ kategóriába 56%-uk tartozott. A megnyúltabb és az erőteljesen megnyúlt szigetek aránya pedig jelentősen lecsökkent 1968-hoz képest. Az alsó szakaszon az átlagos megnyúlási index a felső szakaszhoz képest megnövekedett (3,65), azonban 1968-hoz képest (4,79) jelentősen lecsökkent. A legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetek aránya (12%) és a szigetek jelentős hányada (62%) a kerekdedebb ($2 < L/W \leq 4$) szigetek közé tartozott. A megnyúltabb szigetek ($4 < L/W \leq 6$) a felső szakasszal megegyező (18%) arányban jellemezték az alsó szakaszt, míg az erőteljesen megnyúlt szigetek aránya négyszeresére növekedett a felső szakaszhoz képest ($L/W > 6$: 8%).

A következő időszakban (1979-2007) megnövekedett a szigetek megnyúlása, ugyanis a 40%-uk a $4 < L/W \leq 6$ kategóriába tartozott, viszont még így is a 35%-uk kerekdedebb volt ($2 < L/W \leq 4$). Az átlagos megnyúlási index (4,2) a teljes szakaszon megnövekedett az 1979-es felméréshez képest. Ez pedig már egyértelműen a szűkülő mederrel és az abban egyre kifejezettebbé váló, egyre nagyobb energiájú sodorvonallal magyarázható. A felső és az alsó szakasz átlagos megnyúlása megegyezett a teljes szakasszal (4,21 és 4,19). A felső szakaszon a szigetek zöme (46%) a $2 < L/W \leq 4$ kategóriába tartozott, míg az erőteljesen megnyúlt ($L/W > 6$) kategóriába ekkor tartozott a legtöbb sziget (21%). Ennek oka szintén az egyre kisebb szélességű és egységesedő mederre vezethető vissza. Nem hagyható figyelmen kívül a felső szakasz vízerőműhöz való közelsége sem, hiszen a naponta generált mini

árhullámok és a hordalék csapdázódás révén megnövekedett a Dráva energiája, így az eróziós képessége is. Ezek mellé még társul az egyre keskenyedő meder, illetve a kavicsbányászat is, amely a felső szakaszt érintette leginkább. Az alsó szakaszon a leggyakoribbak (40%) a $2 < L/W \leq 4$ kategóriába tartozó szigetek voltak. A megnyúltabb szigetek ($4 < L/W \leq 6$) aránya megnövekedett a felső szakaszhhoz képest 30%-ra és a szigetek 14% vált erőteljesen megnyúlttá ($L/W > 6$) (5.25. ábra D részlet), amely az antropogén hatások miatt leszűkült meder következményének tekinthető.



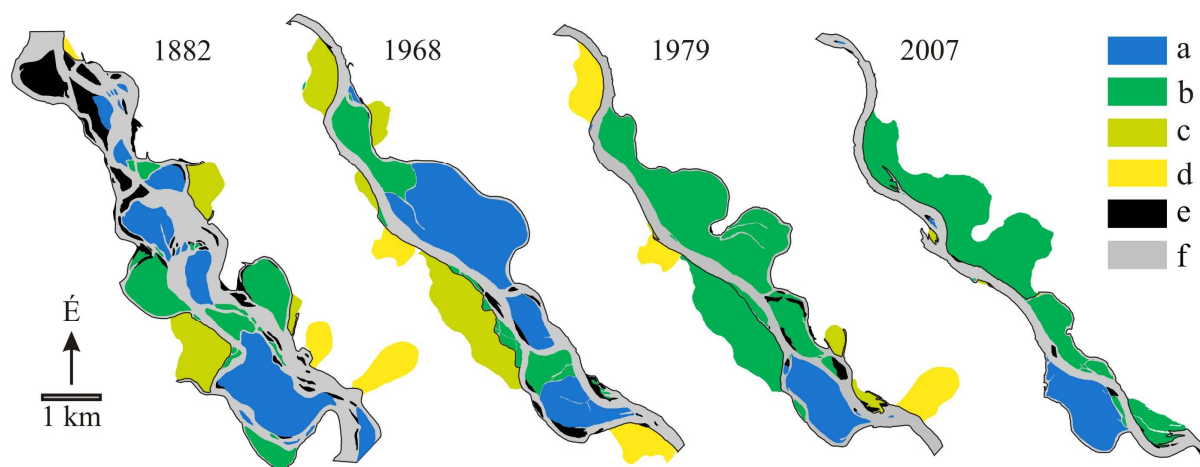
5.25. ábra. Az egyes egységek szigeteire jellemző megnyúlási értékek a különböző felmérések idején (A: 1882; B: 1968; C: 1979; D: 2007). A piros pontok az egységek átlagértékét jelentik.

5.3. A vizsgált paraméterek együttes alakulása két jellegzetes egységben

A vízfelszín területének csökkenése, a meder szűkülése, illetve a szigetekben végbement morfológiai változások szorosan kapcsolódnak egymáshoz, ezért ezeket két jellegzetes egysége alapján részletesen is bemutatom (19. egység: 215,4-202,2 fkm; 13. egység: 149,1-138,9 fkm). A kiválasztásnál az egyik szempont az volt, hogy mindegyik felméréskor több sziget legyen az egységekben, illetve hogy a szigeteket formáló, a Dráván jelentkező emberi hatások jól bemutathatóak legyenek. A 19. egység a felső szakaszon helyezkedik el és csak néhány sarkantyút építettek a mederbe, ugyanakkor a közeli Donja Dubrava-i vízerőmű hatása itt kifejezettebben érvényesül, mint az alsóbb egységekben (5.26. ábra). A 13. egység már az alsó szakaszon helyezkedik el, ahol szintén nagyszámú sziget volt a mederben, ugyanakkor a szabályozások erőteljesebben hatottak a meder morfológiájára. A medret két nagy kanyarulat átvágásával kiegyenesítették, majd a 20. században a szigetek miatt több ágra szakadó mederben a hajózás biztosítása miatt, sarkantyúk megépítésével egy egységes medret hoztak létre. A két mintaterület abban is különbözik egymástól, hogy míg a 19. egységben csökkent a szigetek száma, addig a 13. egységben növekedett a vizsgált teljes időszakban.

A **19. egységben** az **1882-es** felméréskor jelentős kiterjedésű vízfelülettel (829 ha) rendelkezett a Dráva, a teljes vizsgált időszakban, illetve a teljes vizsgált szakaszon ebben az egységben volt a legnagyobb a folyó átlagos szélessége (1241 m). A széles medret sok (43 db) valódi sziget szabdalta, melyek összterülete (786 ha) is jelentős volt. A szigetek között a

Dráva több ágra szakadt, így a térképen nem mindenhol lehetett biztosan elkülöníteni a főágot. A vizsgált egységben csupán egy ártéri sziget létezett az egység alsó szakaszán, amely egy kisméretű (61 ha), természetes lefűződéssel vagy kanyarulat-átvágással keletkezett forma volt, de már a felmérés idején teljesen partba olvadt.



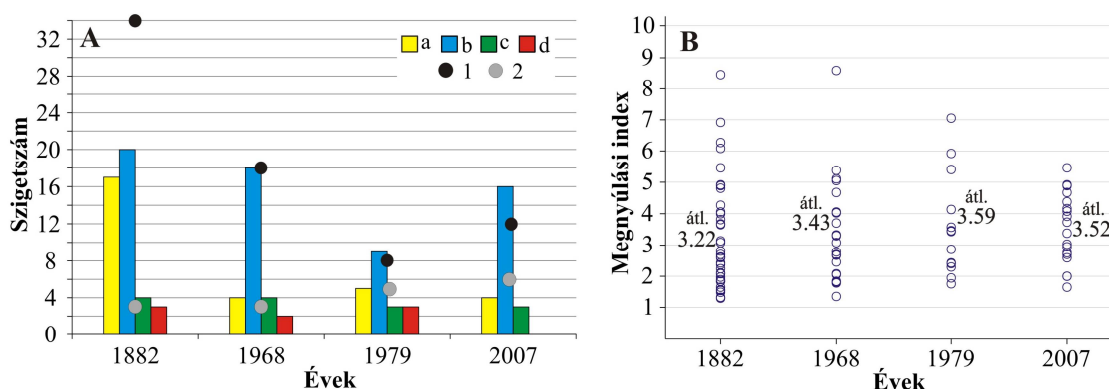
5.26. ábra. Szigetek típusai a 19. egységben 1882 és 2007 között
(Jelmagyarázat: a: sodorvonalban lévő; b: parthoz vagy másik szigethez simuló; c: részlegesen partba olvadt; d: teljesen partba olvadt; e: csupasz zátony; f: vízfelszín)

A széles mederben a szigetek jelentős hányada (39%) a sodorvonalban volt, illetve parthoz vagy másik szigethez simult (45%). A parthoz részlegesen vagy teljesen kapcsolódó sziget (7 db), ekkor volt az egységben (5.27. ábra A részlet). Ezek együttesen arra utalnak, hogy a Dráva medre dinamikusan fejlődött a 19. század végén. A sodorvonalban, illetve a parthoz vagy másik szigethez simuló szigetek (37 db) 92%-a egymással átfedésben lévő volt, míg a többi egymáshoz képest sűrűn helyezkedett el, mivel a széles mederben lehetőség volt a szigetek kifejlődésére. A szigetek átlagos megnyúlási indexe ekkor volt a legalacsonyabb (3,22). A formák háromnegyede a legkerekdedebb ($L/W \leq 2$: 32%) és kerekded ($2 < L/W \leq 4$: 41%) kategóriába tartozott a felmérés idején. A megnyúlt ($4 < L/W \leq 6$) szigetek (16%) és az erőteljesen megnyúltak ($L/W > 6$) aránya (11%) jóval kisebb volt. Ekkor még vízerőművek sem befolyásolták a víz- és hordalékszállítást, így nemcsak a kis- és középvízes időszakokban fejlődhetett a meder, hanem egy-egy jelentősebb árvíz is átrendezhette a formakincset.

Az elkövetkező közel 90 évben (1968-ra) nemcsak az egész Dráva, hanem a 19. egység is nagymértékben átalakult, hiszen a vízfelület drasztikusan (64,4%-al) zsugorodott (6,2 ha/év ütemben). Ezzel együtt jelentősen leszűkült a Dráva medre, hiszen az átlagos mederszélesség is közel a felére csökkent (699 m-re, 6,3 m/év ütemmel). Emellett a valódi szigetek száma 40%-kal (26 db-ra) csökkent és a területük is kisebb lett (312 hektárral). Ekkor két nagyméretű ártéri sziget uralta az egységet (340 ha), amelyek egymáshoz közel helyezkedtek el (későbbiekben egybeolvadnak) és nagy valószínűséggel kisebb szigetek összenövéséből keletkezhettek, amely a lecsökkenő vízszintekkel hozható összefüggésbe. A szigetek mederbeli helyzetében is jelenetős változás állt be, ugyanis a leszűkült mederben a felére csökkent a sodorvonalban lévő szigetek aránya (14%-ra) és megnövekedett a parthoz vagy másik szigethez simuló szigetek aránya (64%-ra). Emellett több sziget kapcsolódott részlegesen vagy teljesen a parthoz (21%). A szigetek gyakorisága is megváltozott, ugyanis 86%-ra csökkent az egymással átfedésben lévő szigetek aránya, és közel a duplájára nőtt (14%-ra) a sűrűn elhelyezkedő szigetek aránya 1968-ra. A legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetek aránya csökkent (19%), viszont a kerekded ($2 < L/W \leq 4$) szigeteké növekedett (47%-ra). A

megnyúlt ($4 < L/W \leq 6$) szigetek aránya közel a duplájára (29%) emelkedett, miközben az erőteljesen megnyúlt ($L/W > 6$) szigetek aránya a felére (5%) csökkent.

Az 1979-es felmérésig ugyan csak kis mértékben (6,4%-al), de tovább zsugorodott a vízfelszín területe, 276 hektárra, ami 1,7 ha/év csökkenésnek felelt meg. A meder átlagosan 33 méterrel lett keskenyebb (4,7%-al), amely 3 m/év ütemű szűkülést jelentett. A szigetek partba olvadása az 1882-1968 közötti időszakhoz képest kisebb mértékű, viszont még így is dinamikus folyóvízi felszínformálást mutat. A szigetek száma csökkent, hiszen 8 szigettel kevesebb valódi sziget volt a mederben, ezzel szemben a területük csak 50 hektárral lett alacsonyabb. Az 1968-ban még két külön formaként létező ártéri sziget összekapcsolódott és a területük is gyarapodott (19 hektárral). A szigetek sodorvonalhoz viszonyított helyzetében, azaz a fejlődési állapotukban is jelentős változás állt be, bár megnőtt a sodorvonalban lévő szigetek aránya (25%), egyre több sziget csatlakozott részlegesen vagy teljes mértékben a parthoz (30%). Ennek hátterében az állhat, hogy ekkor már üzemelt a varasdi vízerőmű, amely jelentősebben módosította a vízjárást, mint a felsőbb szakaszon lévő osztrák és szlovén létesítmények. Az 1968-as állapotokhoz képest lecsökkent az átfedésben lévő szigetek aránya (62%) és növekedett a sűrűn elhelyezkedő szigeteké (38%), így egyre ritkábban helyezkedtek el a szigetek az egységben. Az 1968-as felméréshez képest a szigetek átlagos megnyúltsága nőtt (3,59) és a kerekded ($2 < L/W \leq 4$) szigetek aránya (47%-ról 54%-ra), illetve az erősen megnyúltaké ($L/W > 6$) is megnövekedett (5%-ról 8%-ra) (5.27. ábra B részlet).



5.27. ábra. A szigetek mederben elfoglalt helyzetének és gyakoriságának (A), illetve megnyúlási indexeiknek (B) az alakulása a 19. egységben, 1882 és 2007 között

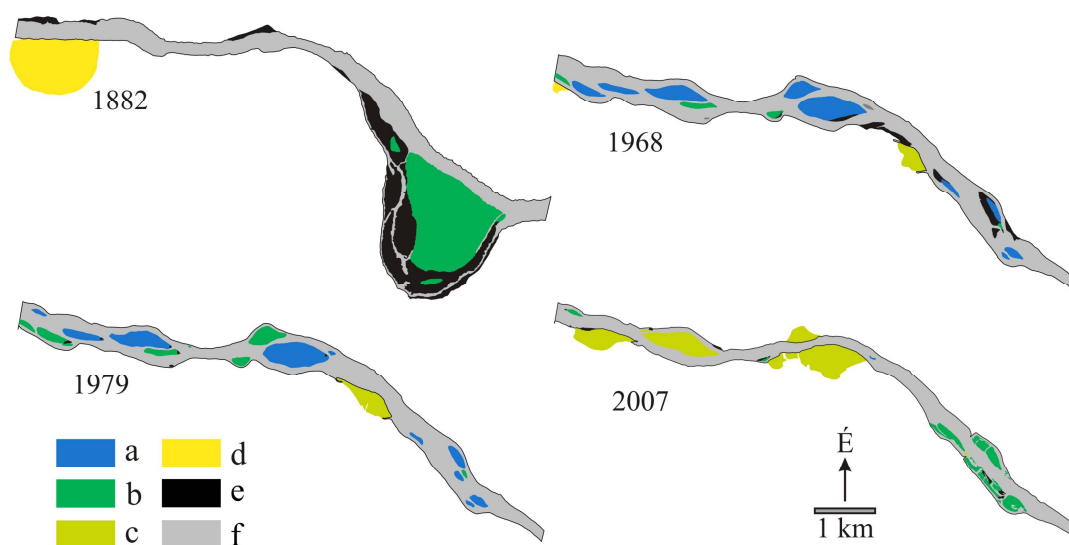
(Jelmagyarázat: a: sodorvonalban lévő; b: parthoz vagy másik szigethez simuló; c: részlegesen partba olvadt; d: teljesen partba olvadt szigetek; 1: átfedésben lévő; 2: sűrűn elhelyezkedő)

Az utolsó felmérés idejére (2007) még keskenyebbé vált a meder, hiszen a vízfelület 227 hektárra csökkent (17,8%-al), ami 1,8 ha/év szűkülésnek felel meg. Ezzel szemben a teljes meder jóval nagyobb mértékben és ütemben szűkül, hiszen az átlagos szélessége a felére csökkent (355 méterre, 46,7%-al), ami jelentős ütemű (11,1 m/év) keskenyedést jelent. Ennek hátterében az áll, hogy ekkor már a Donja Dubrava-i vízerőmű is üzemelt, melynek hatására jelentősen alászálltak a vízszintek. Az 1979-es állapothoz képest bár négygyel több valódi sziget volt a mederben, azonban a kiinduló (1882) állapothoz képest közel a felére csökkent a számuk (22 db). Az összterületük is jelentős mértékben, fele akkorára (55-50%) mérséklődött a 20. századi állapotokhoz képest és 73 hektárral kisebb volt a valódi szigetek összterülete, mint 1882-ben. Az egységet uraló ártéri sziget egyre inkább közeledett a part felé, mellyel párhuzamosan a területe is mérséklődött (309 ha), ami a megváltozott morfológiai állapotokból és a rá ható nagyobb erózióból adódhat.

Mivel a szigetek mederbeli helyzetére ekkor már jelentősen hatott a felépült vízerőművek vízszint csökkentő hatása, a sodorvonalban lévő szigetek aránya lecsökkent (17%), hiszen az egységesedő mederben kevesebb ilyen forma tudott létrejönni. Ezzel párhuzamosan a szigetek

70%-a már a parthoz vagy másik szigethez simuló formává vált, ugyanis a szigeteket elválasztó mellékágak kezdték elveszíteni a vízutánpótlásukat. A részlegesen parthoz simuló szigetek aránya ekkor volt a legkevesebb (13%) a vizsgált időszak alatt, és teljesen partba olvadt formák sem fordultak elő. A 2007-es állapotban az átfedésben lévő szigetek domináltak az egységben, miközben a számuk is emelkedett 1979-hez képest (67%). Az egymáshoz képest sűrűn elhelyezkedő szigetek száma szintén gyarapodott (3-ról 4-re), de az arányuk mérséklődött (33%). A szigetek megnyúltságában jelentős változások mentek végbe, hiszen a legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) szigetek aránya jelentősen lecsökkent (5%), ellenben a kerekded ($2 < L/W \leq 4$) szigetek a legnagyobb arányban (67%) ekkor jellemezték az egységet. Erőteljesen megnyúlt ($L/W > 6$) szigetet ekkor már nem találunk a mederben, ugyanis erőteljesebben hatott az erózió a formákra a sodorvonal közelsége és bevágódása miatt, így a szigetek nehezebben épültek és gyorsabban pusztulhattak el a mederben.

A **13. egység** a 19. egységtől eltérően fejlődött az eltérő emberi hatások miatt. Az **1882-es** felmérésen ugyanis két kanyarulat átvágása figyelhető meg, amellyel lényegében kiegyenesítették a medret (5.28. ábra). Ennek köszönhetően egy jelentős kiterjedésű sziget jött létre, amelynek hatására az egységet jelentős kiterjedésű vízfelület (475 ha) és átlagos mederszélesség (592 m), illetve a két kilométert is meghaladó (2275 m) maximális szélesség jellemezte. Az egység felső és alsó szakaszán található levágott kanyarulatok által létrehozott szigetek közötti mederszakaszon viszont a meder szélessége 160-370 méter között mozgott, így ha az alsó szakaszon lévő nagy sziget melletti régi medret, illetve a szigetet kivesszük a számításból, akkor 318 méteres átlagszélességet kapunk. Ez azért fontos, hiszen ha a medertágulatot figyelmen kívül hagyjuk, akkor megfigyelhető, hogy a Dráva medre 1882 és 2007 között kiszélesedett.



5.28. ábra. A szigetek elhelyezkedése a 13. egységben
(Jelmagyarázat: a: sodorvonalban lévő; b: parthoz vagy másik szigethez simuló; c: részlegesen partba olvadt; d: teljesen partba olvadt; e: csupasz zátony; f: vízfelszín)

A 19. század végén 3 valódi szigetet találunk a mederben, mindössze 7 hektáros összterülettel. A nagyméretű, kanyarulat-átvágással létrejött ártéri szigetek (115 és 193 ha), csak ennek a felmérésnek az idején fordultak elő az egységben. Az egyik ártéri sziget 1882-ben már teljesen a partba olvadt, a másiknak pedig megkezdődött a parthoz csatlakozása. Az egységen lévő szigetek jelentős része (80%) a parthoz vagy másik szigethez simuló kategóriába tartozott, melyek az egység alsó szakaszán, egymáshoz közel helyezkedtek el, így az átfedésben lévő, illetve a sűrűn elhelyezkedő kategóriába estek (50% és 50%). A szigetek a megnyúlási index alapján a legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) és a kerekded ($2 < L/W \leq 4$) kategóriába

tartoztak, 50-50% arányban, és az egységre jellemző átlagos megnyúlási index is nagyon alacsony volt (1,32).

A meder a 20. században kiszélesedett és jelentős számú sziget jelent meg benne. Így a vízfelület kiterjedése is nőtt 9,2%-al és 0,4 m/év ütemmel az ártéri sziget nélküli 1882-es mederhez képest. A meder is szélesebbé vált, hiszen az átlagos mederszélesség 442 méterre nőtt (28%-al), azaz a meder átlagosan évente 1,4 méterrel szélesedett.

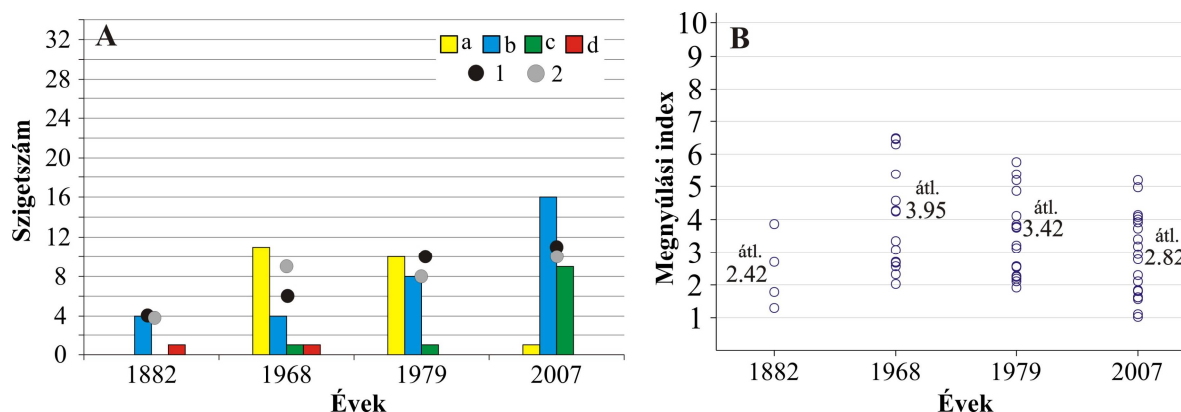
Az 1968-as felmérésig a kiszélesedett mederben a valódi szigetek száma a korábbi háromról 17-re emelkedett (110 ha), amelynek hatására egy több ágra bomló, fonatos mintázatú meder alakult ki. Az ártéri szigetek pedig 1968-ig már teljesen az ártérbe olvadtak. A vizsgált egységet leginkább a sodorvonalat megosztó (szigetek 65%-a) szigetek és a parthoz vagy másik szigethez simuló formák (35%) jellemezték. Az egymáshoz képest sűrűn elhelyezkedő szigetek voltak ekkor többségben (9 db, 60%), de az átfedésben lévő szigetek is nagy számban és arányban (6 db, 40%) fordultak elő (5.29. ábra A részlet). A mederben jelenlévő szigetek 53%-a kerekded ($2 < L/W \leq 4$), míg a 27%-uk megnyúlt ($4 < L/W \leq 6$) és a 20%-uk az erősen megnyúlt ($L/W > 6$) kategóriába tartozott. Ekkor már dinamikusan formálta a folyó a szigeteket ebben az egységben.

Az 1979-es felmérésre zsugorodott a vízfelület (11,5%-al és 3,6 ha/év ütemmel) és a meder átlagos szélessége is mérséklődött (442 m-ről 412 m-re; 6,8%; 2,7 m/év). Ez a változás pedig minden bizonnyal a vízerőművek hatására alászálló vízszinteknek tudható be, hiszen 1975-től már üzemelt a varasdi erőmű. A valódi szigetek száma ugyan kismértékben (2 szigettel és 16 ha-ral) növekedett, azonban a sodorvonalban lévő formák aránya már lecsökkent (53%) és egyre több kezdett a parthoz vagy másik szigethez simulni (42%), de még így is a sodorvonalban lévő szigetek domináltak ebben az egységben. Ezzel párhuzamosan az átfedésben lévő szigetek váltak dominánssá, ugyanis az arányuk megnövekedett (56%), viszont a sűrűn elhelyezkedő lecsökkent (44%) 1968-hoz képest. Az egységben a szigetek átlagos megnyúlási indexe mérséklődött (3,42) és a legkerekdedebb ($L/W \leq 2$) kategóriában is voltak már (5%), sőt a kerekded szigetek ($2 < L/W \leq 4$) aránya is jelentősen megnőtt (67%). Ez összefügghet azzal, hogy elkezdtek a part és egy másik sziget felé közeledni, tehát az oldalaikhoz tapadó zátonyfelszínek akkumulációja miatt kerekdedebbé váltak. Az 1968-as felméréshez hasonló arányban (27%) találunk megnyúlt szigeteket, míg az erőteljesen megnyúlt ($L/W > 6$) képződmények eltűntek, tehát átalakultak a szigetek a megváltozó energiaviszonyok miatt (5.29. ábra B részlet).

A legutolsó (2007) felmérésig jelentősen csökkent a vízfelület kiterjedése és a meder átlagos szélessége is, de nemcsak a 20. századhoz képest, hanem az 1882-es állapotban az átvágásból képződött sziget nélküli meder paramétereire is képest. A vízfelszín területe 1979 és 2007 között 244 ha-ra zsugorodott (21%-al és 2,3 ha/év ütemben). Ezzel együtt a meder keskenyedése is jelentős volt, hiszen átlagosan 112 méterrel szűkült, összesen 27,2%-al, amely igen jelentős 4 m/év átlagos mederszélesség csökkenést jelez.

A legtöbb valódi sziget (26 db) 2007-ben volt a 13. egységben, azonban az összterületük nem növekedett jelentős mértékben (136 ha) a 20. század korábbi felméréseihez képest (1968. 110 ha; 1979. 126 ha). A formák jelentős része a parthoz vagy másik szigethez simuló volt (62%), illetve részlegesen partba olvadt (35%), csupán egy sziget volt a sodorvonalban. Ez a mederszélesség változásával függ össze, hiszen az egyre szűkülő meder egységesebbé is vált. Ekkor 53%, illetve 48%-os arányban jellemezték az egységet az átfedésben lévő és az egymáshoz képest sűrűn elhelyezkedő szigetek, hasonlóan az 1979-es állapothoz. Az egység alsó szakaszán található sarkantyúk holtterében képződött szigetek megnövelték a szigetszámot és az egységre jellemző szigetek gyakoriságát is ezek határozták meg. A szigetek átlagos megnyúlási indexe lecsökkent (2,82) és a korábbiakhoz képest jelentős arányban találunk szigeteket az egységben a legkerekdedebb ($L/W \leq 2$: 38%) kategóriából. A korábbiakhoz hasonlóan (de a legkisebb arányban), ekkor is a kerekded formák dominanciája

($2 < L/W \leq 4$: 43%) jellemezte a 13. egységet, hiszen a sarkantyúk hatására felépült formák part felőli oldalán, az áramlási holtterben a folyamatos akkumuláció miatt egyre kerekbé válnak az ilyen szigetek. Ennek köszönhetően ezek a formák rövid életűek is, hiszen nem a folyóvízi erózió okozza a pusztulásukat, hanem épp ellenkezőleg, az oldalaikon történő hordalék lerakódás miatt szűnnek meg szigetként funkcionálni és kapcsolódnak a parthoz.



5.29. ábra. A szigetek mederben elfoglalt helyzetének és gyakoriságának (A), illetve megnyúlási indexeiknek (B) az alakulása a 13. egységben, 1882 és 2007 között
(Jelmagyarázat: a: sodorvonalban lévő szigetek; b: parthoz vagy másik szigethez simuló; c: részlegesen partha olvadt szigetek; d: teljesen partha olvadt szigetek; 1: átfedésben lévő; 2: sűrűn elhelyezkedő)

5.4. Antropogén hatásra kialakult szigetek fejlődése a Dráván

A Dráván épített mederrendezési műtárgyak (pl. terelőművek, sarkantyúk) mellett, hogy a meder keskenyedését felerősítik, a természetes áramlási viszonyokat is módosíthatják. A környezetükben létrejött áramlási holtterekben pedig lerakódhat a hordalék, így szigetek is létrejöhetnek.

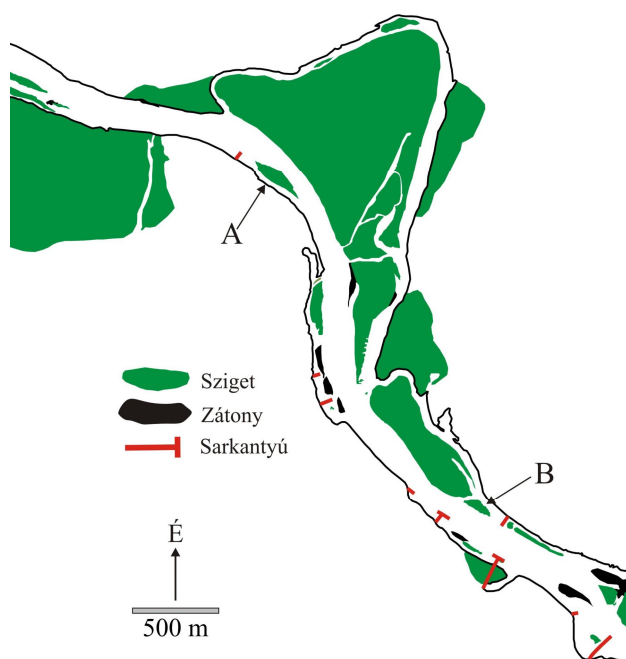
Ezek a műtárgyak bár elősegíthetik a szigetépülést, ugyanakkor ezzel párhuzamosan a létrejövő szigetek és a part között húzódó mellékág feltöltődése is dinamikusabbá válhat. Ennek következtében pedig elindul a forma parthoz csatlakozása, így a sziget izolált funkciójának megszűnése.

A vizsgált két sziget egymástól 2,3 kilométerre helyezkedik el, így hasonló körülmények között fejlődhettek (5.30. ábra). A folyásirányban feljebb található Novo Virje melletti forma egy sarkantyú alvízi szakaszán épült fel. Ezzel szemben a vízvári sziget egy sarkantyú felvízi szakaszán jött létre. A szigetek morfológiai paramétereik tekintetében eltérőek, hiszen különbözik a területük, a hosszuk és a szélességük, illetve a megnyúltságuk (5.12. táblázat).

5.12. táblázat. A vizsgált szigetek morfológiai paramétereik 2007-ben

	Novo Virje	Vízvár
Terület	1,58 ha	0,65 ha
Szélesség	80 m	59 m
Hossz	337 m	178 m
Mederben elfoglalt helyzet	parthoz vagy másik szigethez simuló	parthoz vagy másik szigethez simuló
Gyakoriság	átfedésben lévő	átfedésben lévő
Megnyúlási index	4,21	3,02

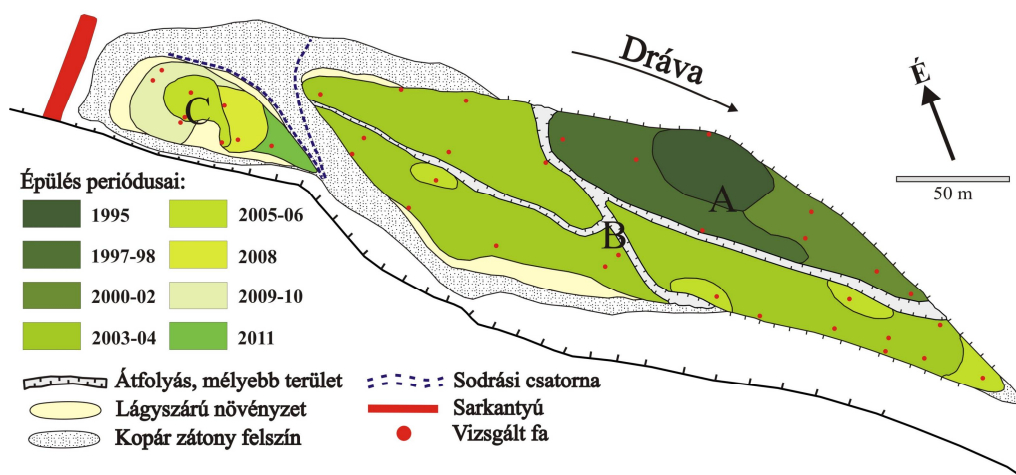
A Novo Virje-i sziget a megnyúltabb ($4 < L/W \leq 6$) kategóriába tartozik, míg a vízvári forma a kerekded szigetek ($2 < L/W \leq 4$) közé sorolható. Kijelenthető, hogy mederben elfoglalt helyzetüket és a gyakoriságukat figyelembe véve hasonlóak.



5.30. ábra. A Novo Virje-i (A) és a vízvári sziget (B) elhelyezkedése a 2007-es felméréskor

A Novo Virje-i sziget épülése

Az 1979-1982 közötti években a vízvári Öreg-kanyar átvágása során alakították ki a medret, melynek bal partját partbiztosítással látták el, míg a jobb parton megépítették azt a sarkantyút, amelynek hatására kialakulhatott a sziget. A sziget épülését nemcsak a sarkantyú miatt módosuló áramlási viszonyok segítették elő, hanem a morfológiai helyzete is, hiszen egy fejletlen kanyarulat belső ívéen található, tehát a sodorvonaltól távolabb, amely szintén elősegítheti a hordalék lerakódását (5.31. ábra).



5.31. ábra. A Novo Virje-i sziget épülése dendrológiai vizsgálatok alapján

A 2007-es felmérés idején a sziget (B-egység) folyásirány szerinti felső vége és a sarkantyú között 92 méter volt a távolság. A sziget nem egységes forma, hiszen több részre osztható (A-C egység). A lerakódó hordalék és a lecsökkenő vízsebesség miatt azonban a fősziget (A-B egység) és a sarkantyú között egy kisebb, zátonyfejből kialakult sziget (C-egység) is létrejött, így itt lényegében nem csak egy szigetről beszélhetünk, hanem egy forma-együttesről.

A fősziget legidősebb fája, mely a forma északkeleti oldalán található (A-egység) 1995-ben telepedett meg az itt lévő zátonyon, létrehozva egy kisebb szigetmagot. Ennek alapját az

1993-as árvíz rakhatta le, majd a zátonyfejet az 1994-1995-ös évek alacsonyabb középvízes időszakában hódították meg a fák. A következő növekedési időszak az 1997-1998-as évekhez köthető, amikor is a létrejött szigetmag folyásirány felőli felső szakaszán, illetve a folyópart felőli részéhez hozzánőtt zátonyfelszíneket foglalta el a fás vegetáció. Majd az így terebélyesedő forma alsó csúcsához hozzáforr, elnyúló zátonyon jelentek meg a fák a 2000-2002 közötti években, így kialakítva egy hosszan elnyúló szigetet. Mivel 1999-től egyre inkább süllyedő tendencia figyelhető meg a kisvizek szintjében, így kedvező feltételek voltak a csemeték megtelepedéséhez. Ezek az alacsony kisvízes évek pedig előrevetítették a fősziget további épülését, mely a 2003-2004-es években tovább folytatódott, ugyanis a fősziget legnagyobb részét (*B*-egység) ekkor hódították meg a fák. Ennek a felszínnek az épülése több szempontból is érdekes, hiszen amellet, hogy a fák megtelepedése számára kedvező időszakot tükröz, egyben rávilágít a sziget épülésének irányára, azaz, hogy a sarkantyú és a part irányába növekedik a hozzánövő zátonyok stabilizálódása révén. A továbbiakban a 2005-2006-os években jelentek meg fák a *B*-egységen, főként a szigeten húzódó átfolyások mentén feltöltődő területeken, illetve a folyásirány felőli alsó végéhez hozzánőtt zátonyt is ekkor foglalták el a fásszárúak. A felmérésünk alkalmával a sziget felső részének oldalain (*B*-egység) lágyszárú növényzettel borított zátonyfelszíneket találtunk, amelyek a sziget további növekedését vetítik előre.

A kis sziget (*C*-egység) épülése a sarkantyú holtterében lerakott zátony zátonyfejének 2006-ban történő stabilizálásával vette kezdetét. Ugyanakkor a fő sziget átfolyásai mentén és az alsó csúcsához hozzánőtt felszíneken megtelepedtek a fák. Ezt követően a kis sziget folyamatosan épült egészen 2011-ig, főként a felső végén. A mellékágban, illetve a fősziget és a kissziget közötti sodrási csatornában áramló víz erejét tükrözi, hogy a szigetek folyásirány felőli oldalai pusztulnak. A sarkantyú holtterében a hordalék lerakódás miatt a kis sziget felső vége egyre kerekdedebbé válik, míg az alsó végét a beáramló víz erodálja. Ez arra is rávilágít, hogy mivel ezen a szakaszon a Dráva durva, kavicsos fenékhordalékot szállít, így ahogy a hordalék eléri a zátonyokat, illetve szigeteket, ott egyből lerakódik, majd a tisztavíz eróziónak köszönhetően dinamikusan pusztul a szigetek alsóbb fele. Ez magyarázza a kis sziget sarkantyú irányába történő dinamikus növekedését, illetve a sziget és a part között húzódó mellékág feltöltődését is, amelynek következtében a kis sziget a sarkantyúhoz és a parthoz fog olvadni. Ezzel párhuzamosan a mellékág folyásirányban lefelé történő feltöltődése is megindulhat, hiszen már csak a fősziget és a kis sziget közötti sodrási csatornában fog áramlani a víz.

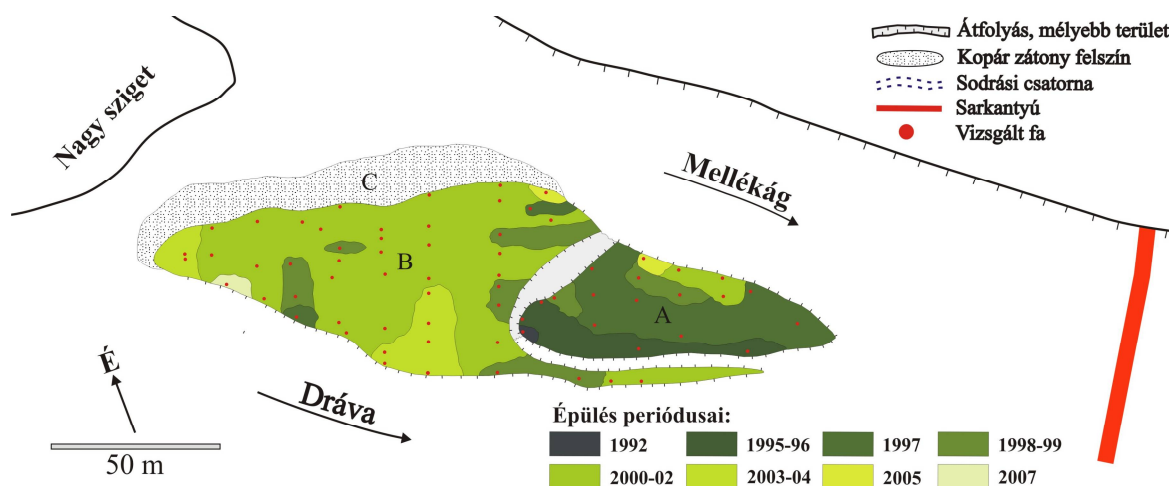
Az *A-B* egységeket a *C*-egységtől elválasztó sodrási csatorna fejlődése a főszigeten kiválóan nyomon követhető. Az idősebb felszínt (*A*-egység) a főszigeten található fiatalabb (2003-2006) felszínektől (*B*-egység) elválasztó átfolyás hasonló sodrási csatornaként funkcionálhatott. Mivel mélyebb a környezeténél, ha megemelkedik a vízállás, akkor az itt áramló víz miatt ténylegesen különválik egymástól a fő- és a kis sziget. Amellet, hogy így egyre több hordalék érkezik a fősziget és a part közötti ágba, a mellékágban a nagyobb vizek idején jelentős energiájú a vízáramlás, melyet mutat a folyásirányban lefelé történő kiszélesedése, illetve a fősziget délkeleti oldalának pusztulása. A sarkantyú és a kis sziget, illetve ez utóbbi part felőli oldalán található mederág feltöltődése viszont egyre dinamikusabb. Ennek hatására ez a kis sziget fog elsőként a partba olvadni, amely így megváltoztathatja az áramlási viszonyokat. Ezért idővel a két szigetrész összeolvadása is várható, annak ellenére, hogy a sodrási csatornában a csemeték megtelepedése lassan mehet végbe, a gyakoribb elöntés és a vízáramlás miatt.

A vízvári sziget épülése

A vízvári sziget (5.32. ábra) folyásirány szerinti alsó csúcsa 77 méterre található a sarkantyútól, melynek következtében az építmény felvízi szakaszán és a vizsgált sziget feletti

nagyobb sziget együttes hatására kialakuló áramlási holtterében megkezdődhetett a hordalék lerakódása, így a sziget kialakulása. Ezt a sarkantyút is valószínűleg a kanyarulat-átvágáshoz kapcsolódó mederrendezési munkálatok során építették, mivel az átmetszésben megnövekedett energiájú folyó jelentősen átalakíthatta volna az alvízi szakasz morfológiáját.

A dendrológiai felmérés és a geomorfológiai térképezés feltárta, hogy a forma valójában két szigetrészből áll (*A-B* egység), illetve a nagyobb szigetrész (*B*) északi, mellékág felőli oldalához hozzántott oldalzátonyból (*C*-egység). A szigetrészek között átfolyás húzódik, amelynek nagy része már feltöltődött, de a főmeder felőli egyenes szakaszában még víz található. Mindez folyamatosan töltődik fel, így az egységek teljesen egybe fognak olvadni. Eróziós formák (sodrási csatornák) az *A*- és *B*-egységeken is előfordulnak, amelyeket az árvizek hozhattak létre, amikor még gyengébb volt a vegetáció. A sziget alapját képző zátonyt valószínűleg az 1989-ben levonuló árvizek magasíthatták fel annyira, hogy az utána következő árvízmentes években megkezdődhetett a fásszerű növényekkel történő stabilizálódása. A sziget legidősebb fája a kisebb szigetrész (*A*-egység) folyásirány felőli felső végén telepedett meg 1992-ben – három évvel korábban, mint a Novo Virje-i szigetenél –, így ez a felszín tekinthető a sziget magjának.



5.32. ábra. A vízvári sziget épülése dendrológiai vizsgálatok alapján

A következő időszak, amikor fák telepedtek meg a zátonyon az 1994-1996-os évekhez köthető. Ekkor az újonnan stabilizált felszín a szigetmaghoz forrt hozzá, hosszan elnyúló zátony formájában. Ennek a zátonynak a magasodása és stabilizálódása az 1993-ban levonult árvizet követő árvízmentes évekhez köthető. A kisebb szigetrész 1997-ben tovább növekedett a part, azaz a mellékág irányába. Ekkor már a *B*-egységen is betelepültek hasonló korú térszínek, amely arra enged következtetni, hogy a kisebb szigetrész árnyékhatása miatt, a felvízi irányban egy – a *B*-egység alapját képző – zátony épült fel. A nagyobb szigetrészen (*B*-egység) ekkor még csak elszórtan jelentek meg az első fák. Ezek a felületek főleg a szigetrész keleti, északi- és dél-keleti oldalán találhatóak egy magasabb sáv mentén, azaz a magasabb zátonyfejekén.

Az 1998-as évben újra meghaladta a mederkitöltő vízszintet a vízállás a barcsi vízmércén, így a Dráva magasíthatta a szigetet és újabb zátonyfelszínek nőhettek hozzá. A friss zátonyokon már a következő évben megjelenhettek a fák. Ezt tükrözi a forma délkeleti oldalánál található hosszan elnyúlt zátony is, melynek nyugati felét 1999-ben foglalták el a fás szárúak. A legnagyobb kiterjedésű felszín, azaz a *B*-egység 70%-a a 2000-2002-es években települt be, illetve a kisebb szigetrész északi, mellékág felőli oldala, a már korábban említett nyúlvány keleti végén is. Ez a nagy területi kiterjedésű kolonizáció összefüggésbe hozható az

1999-től alászálló kisvizekkel, amely kedvező feltételeket nyújtott a zátonyfelszínek szárazulattá válásához, így a vegetáció megtelepedéséhez.

A következő épülési időszakban (2003-2004) a nagyobbik szigethez hozzásimuló zátonyok stabilizálódtak a sziget folyásirány felőli felső részén. Ezt követően 2005-ben és 2007-ben jöttek létre kisebb térszínek, miközben a sziget északi oldalán lévő zátonyon (C-egység) már megjelentek a fiatal hajtások, amelyek a sziget és a zátony peremét már megkötötték, és ami a sziget további növekedésének irányát mutatja. A sziget alakjában itt is megfigyelhető a folyásirányba történő keskenyedés és megnyúlás, mivel a felső végénél a hordalékát lerakó víz energiája megnő, aminek következtében elkezd erodálni a sziget alsó végét.

A vízvári sziget fejlődéséről megállapítható, hogy a part felé, de leginkább a felette lévő nagyobb sziget felé vándorol, hiszen folyásirányba felfelé folyamatosan nő és szélesedik. Azonban a két sziget között lévő sodrási csatornában többnyire áramlik a víz, így ez az összekapcsolódás igen hosszú időt vehet igénybe.

A vizsgált szigetek kialakulásának és fejlődésének sajátosságai:

- A Novo Virje-i és vízvári szigetek alapvető közös tulajdonsága, hogy emberi hatás következtében alakultak ki, hiszen a mederrendezések során épített sarkantyúk fel-, illetve alvízi szakszán keletkeztek, így ez a hatás más irányból hatott az épülésükre.
- Mindkét sziget több szigetrész összekapcsolódásából épült fel. A Novo Virje-i mintaterületen a felszínek összekapcsolódásából létrejött fősziget felett egy kisebb sziget is keletkezett a nagy szigethez hozzáértő zátony fejéből. A vízvári sziget már növényzettel borított két szigetrészből és egy ezekhez hozzáértő zátonyfelszínből áll, melynek a Novo Virje-i szigethez hasonlóan a folyásirány felőli alsó része az idősebb, majd az ehhez folyásirányból hozzáértő zátonyfelszínt hódította meg a fás vegetáció.
- A vizsgált szigetek periódikusan épültek fel, az épülés időszakai pedig szoros kapcsolatot mutatnak a Dráva nagy- és kisvizes időszakaival. A vízvári sziget (amelynek felszíne már 1992-ben elkezdett stabilizálódni), főleg a 2000-2002-es években növekedett jelentősen, amikor a nagyobb szigetrész (B-egység) csaknem teljes egészét meghódították a fák. A 2003-2004-es években is stabilizálódtak felszínek, amikor a Novo Virje-i főszigeten is egy jelentősebb épülési stádium volt, hiszen Novo Virjénél (a legidősebb megfűrt fa 1995-ben jelent meg) a 2000-es évek elejéig szigetté formálódó felszínhez hozzáértő zátonyokon szinte kivétel nélkül a 2003-2004-es években jelentek meg a fák. Ez a 2002-2004-es éveket felölelő időszak a zátonyfelszínek erdővel való megtelepedése szempontjából meghatározó volt, ami szorosan összefügg azzal, hogy ezekben az években mérték a legkisebb vízszinteket a barcsi vízmércén.
- A Novo Virje-i sziget partba olvadása (és elhalása) a kis szigetnél következhet be, ahol a 2013-as felméréskor már csak 5-18 méterre volt a part és a sarkantyú a sziget növényzettel benőtt partélétől. A nagyobb sziget partba olvadása is valószínű, viszont ez nem a sziget és a part között húzódó mellékág (W=25-30 m) feltöltődésével fog megvalósulni, hanem hamarabb kapcsolódhat össze a mögötte található – addigra már valószínűleg partba olvadt – kis szigettel, a közöttük húzódó sodrási csatorna feltöltődése révén. Ezzel szemben a vízvári forma mellett egy markánsabb mellékág található (W=40-55 m), így ennek a feltöltődése jóval lassabban mehet végbe. Így nagyobb az esélye annak, hogy a sziget csatlakozhat a felette 25-35 méterre található nagyobb szigethez, ha hosszú kisvizes időszakokban a növényzetnek sikerül meghódítani a közöttük húzódó sodrási csatornát.
- Összevetve a drávai szigetek fejlődését a Maros szigeteivel (hivatkozva Sipos és Kiss 2001-es mérésére) megállapítható, hogy a Dráván kialakult szigeteknek főként a folyásirány szerinti alsó végük pusztul leginkább és a folyásiránnyal szembeni frontjuk épül, míg a Maroson pont fordítva történik. Ebben kétségtelenül szerepe lehet Novo

Virjénél, a felvízi részen található sarkantyúnak is. Az eltérő szigetfejlődés alapvető oka az lehet, hogy a Dráva nagy mennyiségű kavicsos fenékhordalékot szállít és a magasabb zátonyokat, illetve szigeteket elérve az áramló víznek lecsökken a sebessége, így a folyó itt lerakja a durva hordalékát (Míg a Maros alsó szakaszán a zátonyok homokból épülnek fel, ami leginkább a szigetek folyásirány felőli alsó végén rakódnak le.). Mivel a Dráván már a szigetek felvízi részén akkumulálódik a hordalék, a tovább áramló víz munkavégző képessége nő és a tisztavíz erózió révén pusztítja a szigetek alsó végét. Ezt a terepi tapasztalatok is alátámasztják, hiszen jóval durvább a szigetek felső végén található hordalék, mint ami az alsó végükhöz hozzáforrt zátonyokat alkotja. Megállapítható, hogy a finom hordalékú folyókkal szemben, ezeknek a kavicsos fenékhordalékú szigeteknek inkább a luv oldala épül a Dráván. Ezt alátámasztja az a tény is, hogy a formák folyásirány felőli alsó része az idősebb, és a felső végükhöz hozzáértő felszíneken később telepedett meg a növényzet.

- A terelőművek hatására felépülő szigetek parthoz közeledése tehát előrevetíti a formák melletti mederágak eltömődését is, mely a Dráva medrének további szűkülése irányába mutat. A keskeny főmederben pedig még inkább lehetetlenné válik a szigetek képződése, így a Dráva szigetvilága lassan eltűnhet.

5.5. A Dráva felső szakaszán található kanyarulatok tér- és időbeli fejlődése

A Dráva felső szakaszán csak néhány helyen található mederrendezési műtárgy a mederben, így a szakasz nagy részén direkt emberi hatásoktól mentesen, szabadabban fejlődhet a meder. A kanyarulatfejlődés eredményeként a kanyarulat térben és időben is bonyolult mintázatot követve áthelyeződik (Hickin 1974). Mivel a kanyarulatok fejlődése tükrözi az őket ért környezeti hatásokat – amelyek közül a direkt és indirekt emberi tényezők a legjelentősebbek –, ennek vizsgálatához és bemutatásához négy különböző, eltérő morfológiai állapotban és emberi hatással érintett kanyarulatot választottam ki. Fejlődésüket, azaz a külső ívek pusztuló partjainak hátrálását és az ezekkel szemben lévő belső íveken található övzátony-felszínek épülését dendro-geomorfológiai, geodéziai és geoinformatikai módszerek segítségével vizsgáltam meg. A kanyarulatfejlődés ütemét és befolyásoló tényezőit feltárva következtetek arra, hogy a kavicsos medrű Dráva szakaszon milyen jellegzetességei lehetnek a kanyarulatfejlődésnek.

5.5.1. Donja Dubrava-i és golai kanyarulatok fejlődése

A Donja Dubrava-i és golai kanyarulatok közös sajátossága, hogy szigetek össze, illetve partba olvadásának következtében alakultak ki és direkt emberi hatás (partbiztosítás, sarkantyú) nem befolyásolja közvetlenül a fejlődésüket. Ugyanakkor a közeli (6, illetve 31 km) Donja Dubrava-i vízerőmű által generált mini árhullámok módosíthatták a fejlődésüket.

A Donja Dubrava-i kanyarulat fejlődése

Az 1979-es térképen a kanyarulat még nem létezett, a Dráva medre itt több ágra szakadt (5.33. ábra A részlet), viszont már megkezdődött a kialakulása a medertágulatban, amit jelez a jobb part, azaz a későbbi kanyarulat külső ívének már ekkor is intenzív eróziója. Ekkor egy jól kirajzolódó főág jellemezte a mintaterületet, amelyhez átlagosan 25 m és 60 m széles mellékágak kapcsolódtak. Az 1979-es és az 1982-es felmérés idején is a mederben két sziget helyezkedett el (5.33. ábra B részlet), melyek közül a kisebb (I.) egy sodorvonalban lévő volt, amely a felmért övzátony magjának tekinthető, míg a medertágulat északi felét egy nagyméretű ártéri sziget (II.) uralta. A jelenlegi kanyarulat külső ívéen található 3,5-4,5 m magasságú part folyamatosan pusztult, amely a legdinamikusabban 1979 és 1982 közötti

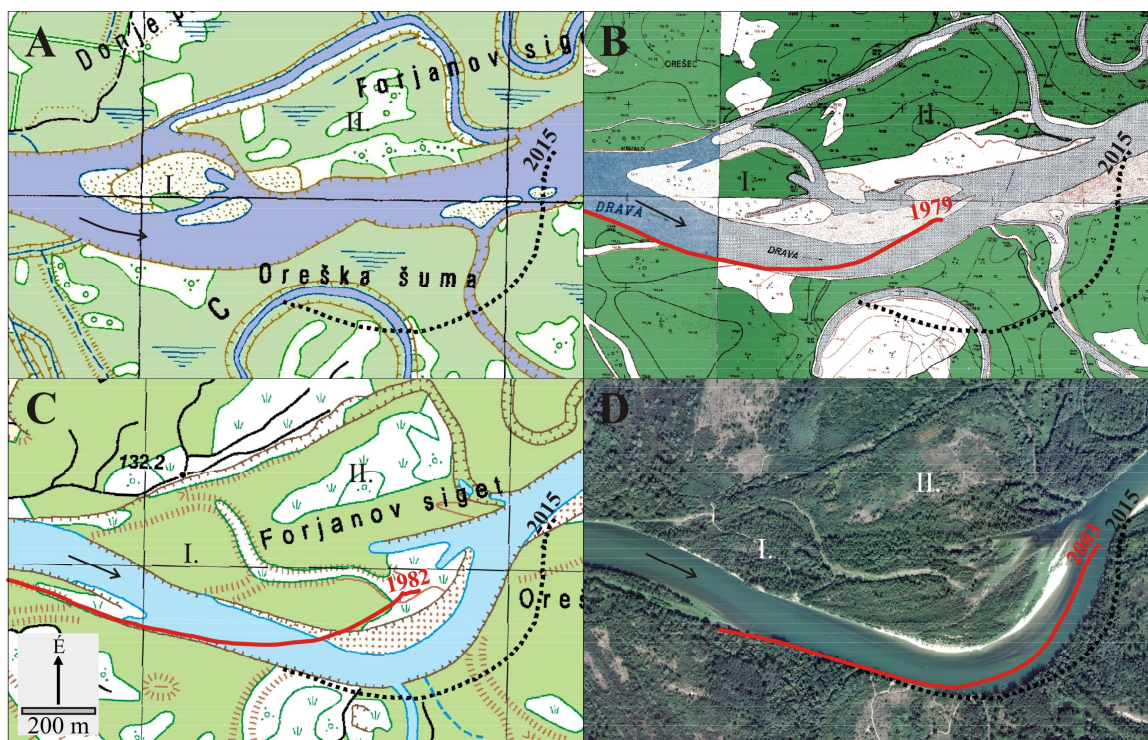
hátrált, ugyanis ekkor maximálisan közel 30 m/év ütemben erodálódott, miközben csökkent a meder szélessége is (5.13. táblázat). Ez a jelentős erózió magyarázható az ekkor még magasabb vízszintet elérő közép- és kisvizekkel, illetve az 1979-ben és 1980-ban levonult árvizekkel, amelyek erőteljesebben pusztíthatták a külső ívet.

A kanyarulat dinamikus fejlődésnek indult 1982 után és a belső íven már egy övzátony-felszín épült (5.33. ábra C részlet). A 2003-as felmérésig a mederhez kapcsolódó mellékágak szárazulattá váltak és egyágú főmeder alakult ki. Így a szigetek egybeolvadtak és a mellékágakban legfeljebb csak nagyvíz idején folyhatott víz.

5.13. táblázat. A Donja Dubrava-i mintaterületen a meder szélességviszonyai 1979 és 2011 között

	1979	1982	2003	2011
Átlagos szélesség (m)	152	116	116	110
Legkisebb szélesség (m)	101	66	86	85
Legnagyobb szélesség (m)	238	195	145	125

A 2011-es légi felvételezés idejére a mintaterület jellege tovább változott. A folyó egyre jobban leszűkült és egységesebbé vált, a 2003-as felméréshez viszonyítva 1-14%-kal keskenyedett a meder. Bár 2003 és 2011 között szinte alig változott (kissé mérséklődött) a partpusztulás mértéke, azonban az övzátony épülése miatt a kanyarulat egyre ívesebbé vált és tovább fejlődött dél-keleti irányba (5.33. ábra D részlet).



5.33. ábra. A kanyarulat kialakulása és a külső ív hátrálása a Donja Dubrava-i mintaterületen 1979-től 2015-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2003; D: 2011; a vonalak az egyes évek külső ívének helyzetét mutatják)

Ennek alapján a Dráva déli partvonala folyamatosan erodálódott ezen a szakaszon, különösen a külső ív folyásirány felőli alsó vége pusztult erőteljesen, ugyanis a part egyre nagyobb szöveget zár be a sodorvonallal. Az erőteljes parthátrálás napjainkban is jellemzi a külső ívet, ugyanis terepi méréseim szerint akár 15-30 m/év ütemben is hátrálhat maximálisan a part, míg az átlagos partpusztulás üteme 3-11 m/év (5.14. táblázat). A legdinamikusabb erodálódás 2013-2015 között történt, mivel ekkor a korábbi évtizedek árvízszegény időszakához képest egy jelentős árvíz vonult le a Dráván 2014-ben. Ennek következtében

pedig a folyóba omlott partanyag mennyisége is jelentős volt.

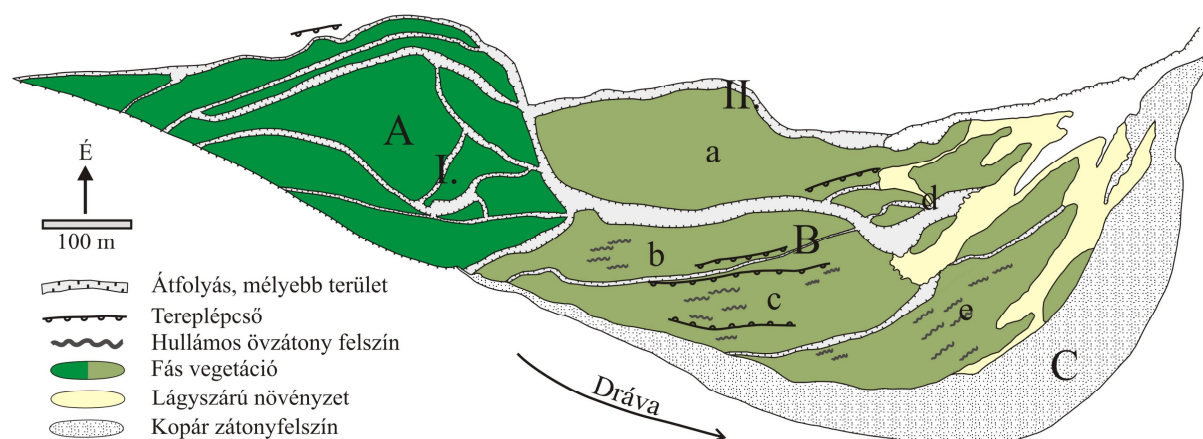
5.14. táblázat. A Donja Dubrava-i kanyarulat partpusztulásának mértéke 1979 és 2015 között

	1979-1982	1982-2003	2003-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2015
Max. elmozdulás (m/év)	28,7	11,1	7,9	16,8	14,8	30,4
Átlagos elmozdulás (m/év)	13,3	4,8	4,5	6,9	3,3	11,2
Erodált terület (m ² /év)	8000	4200	4000	6800	3400	11900
Elmosott anyagmennyiség (m ³ /év)	52300	27600	25900	44400	22000	77200

Az oldalirányú eltolódás mellett a kanyarulat folyásirányban lefelé is jelentősen megnyúlt és áthelyeződött a vizsgált időszakban, hiszen a leginkább pusztuló kanyarulati csúcspont 568 méterrel tolódott el folyásirányban lefelé az elmúlt 36 évben, tehát a kanyarulat áthelyeződése maximálisan 15,8 m/év ütemmel zajlott. A kanyarulat lefelé vándorlása miatt a korábban erodálódó, de lassan egyenessé váló inflexiós szakaszon is megfigyelhető a zátonyok képződése. Erre láthatunk példát 1979-1982 között, amikor a pusztuló part folyásirány felőli felső csúcsánál oldalzátony kapcsolódott a parthoz. Ez a partszakasz napjainkban is épül és egy kialakuló kanyarulat belső ívének tekinthető, és vele szemben az egykori I. sziget partja pedig pusztulásnak indult.

A kanyarulat külső ívének hátrálását az övzátony épülése is folyamatosan követi, hiszen az erózió és az akkumuláció egymással párhuzamosan történt. Az 1979-es és 1982-es felmérésekkor a medertágulat morfológiáját szigetek határozták meg. Az első időpontban (1979) a nagyméretű ártéri szigetet (II.) mellékágak határolták, míg az I. sziget a sodorvonalban helyezkedett el. Az 1982-es felméréskor egy harmadik sziget az ártéri szigethez (II.) simult, de ez kisméretű sziget még a II. sziget zátonyos része volt 1979-ben. Ettől a zátonytól északra húzódó mellékágban az oldalzátonyok folyamatos növekedése révén a mellékág eltömődött, illetve elveszítette vízutánpótlását, így a szigetek később összeolvadhattak. Ennek oka abban keresendő, hogy a vízerőművek hatására jelentősen alászálltak a vízszintek, amelyet a tározó alatti „tisztavíz erózió” okozta bevágódás tovább erősített, így kedvező körülmények alakulhattak ki a zátony-felszínek fákkal történő stabilizálódásához, illetve a mellékágak szárazulattá válásához.

A kanyarulatot magába foglaló mintaterület épülő (északi) felét három morfológiai egységre osztottam (5.34. ábra).

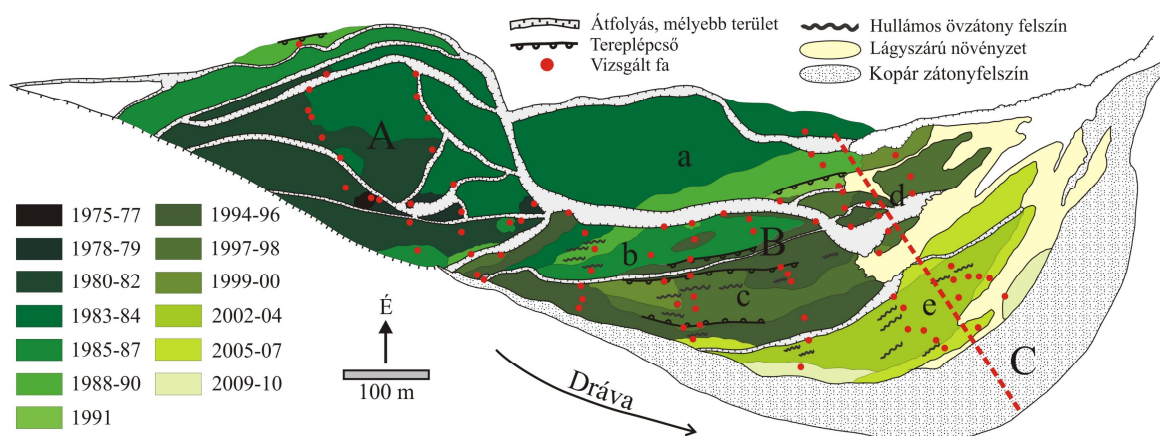


5.34. ábra. A Donja Dubrava melletti kanyarulat belső ívének geomorfológiai térképe (jelölve az egykori szigetek: I.-II.)

A korábbi I.-es szigeten (A-geomorfológiai egység) található a megfűrt legőregebb fa (1975), így ez a felmért legőregebb felszín a mintaterületen (5.35. ábra). Ennek a fának a

környéke tekinthető a sziget magjának, mely az 1979-es felmérés idején is létezett már, és már ekkor is jelentős területű zátonyok kapcsolódtak hozzá. A sziget több lépésben épült fel, amely során oldal- és övzátonyok kapcsolódtak hozzá. Ezt bizonyítják az *A*-egységet sűrűn behálózó átfolyások, illetve az alacsonyabb térszíneken végzett dendrológiai méréseim is.

Az I. szigetet alkotó zátony anyagát az 1972-es és 1973-es árvizek akkumulálhatták. Az 1972-es évben ugyanis egy nagy árvíz vonult le, amikor 15 napon át volt árvíz és ekkor mérték a barcsi szelvényben a legmagasabb vízszintet is (LNV = 618 cm). Az ezt követő 1973-as és 1974-es években már nem vonult le magasabb víz, mint a mederkitöltő vízállás Barcon, így elkezdődhetett a felszín stabilizálódása, mivel 1974-ben telepedtek meg ezen a zátonyon az első magoncok. A szigethez kapcsolódó fiatalabb zátonyt az 1975-ös árvíz magasíthatta fel annyira, hogy felszíne ármentessé vált. A szigetmaghoz folyásirányban lejjebb hozzánőtt zátonyokon a fás növényzet 1978-1979-ban telepedett meg. Az 1980-1984 közötti években jelentős kiterjedésű felszíneket (I. sziget északi és keleti oldala, illetve az *B/a*-részegység nagy része) hódítottak meg a fák. Ezek a felszínek az 1979-es topográfiai térképen, mint nagy kiterjedésű oldalzátonyok jelentek meg a szigetmag körül. Valószínűleg az 1978-1980-as évek nagyobb vizei rakhatták le anyagukat, illetve magasíthatták meg annyira ezeket a zátonyokat, hogy felszínüket elfoglalhatta a növényzet. A fák jelentős része 1981-ben jelent meg a szigetmaghoz folyásirány felől hozzáfórt felszíneken, amelyek az *A*-egység részét képezik. Az 1983-1984-es években megtelepedő fák részben az I. sziget területét stabilizálták, illetve az ehhez folyásirányban lefelé hozzánőtt hosszan elnyúló zátonyt (*B/b*-részegység), amely a mai övzátony-felszín alapjának tekinthető. Ekkor telepedett meg az erdő az ártéri (II.) sziget déli oldalán lévő egykori zátonyfelszínen is (*a*-részegység észak keleti-oldalán). Az 1983-as évben egyetlen árvizes nap sem volt, így a körülmények a mintaterületen ideálisak voltak a fás szárúak megtelepedéséhez. Tehát az I.-es sziget, azaz az *A*-egység jelentős része az 1970-es és 1980-as években épült fel, így ezt tekintem a felmért térszín legidősebb részének.



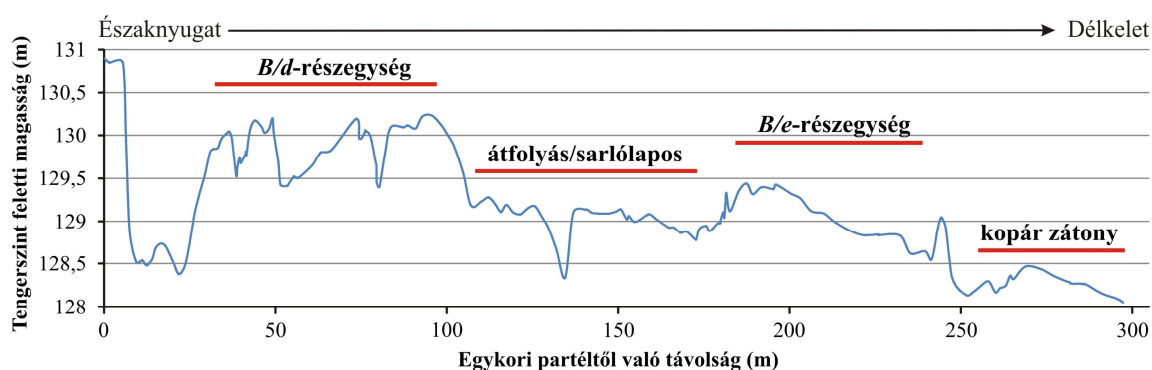
5.35. ábra. A Donja Dubrava melletti övzátony-felszín épülése dendrológiai vizsgálatok alapján (Az ábrán feltüntetve a felmért keresztshelvény)

A második, *B*-egység alapját az 1982-ben, a szigetek (I.-II.) között elhelyezkedő (akkor még) nagy kiterjedésű zátony-felszínek alkotják. Ezeknek a zátonyoknak a fás vegetációval történő stabilizálódása révén kezdődhetett el igazán a napjainkban is folyamatosan tartó övzátony-felszín épülés. Valószínűleg ezzel a folyamattal párhuzamosan történt a II. sziget északi oldalán elhelyezkedő mellékág szárazzá válása is, amellyel az egész forma-együttes végül az ártérhez forrt.

A *B*-egységet több részegységre bontottam (*a-e*), hiszen a dendrológiai elemzés felfedte, hogy a zátonyok szigetekhez, illetve másik zátonyhoz való csatlakozása nem tekinthető térben

egységes folyamatnak, és a nagyjából hasonló korú felszínek közé beékelődhetnek fiatalabb térszínek is, ezért a különböző korú felszínek mozaikosan helyezkedtek el. A *B*-egységet egy napjainkra már szárazulattá vált, de még mindig markánsan kirajzolódó mellékág ($W_{\text{átl}} = 15$ m) bontja ketté. A mellékágtól északra egy magasabb felszín (*B/a*-részegység) helyezkedik el, amelynek alapját a tőle még északabbra elhelyezkedő (de dendrológiai vizsgálatunkba be nem vont) ártéri szigethez hozzáövő oldalzátony alkotta, amely 0,8 méterrel magasabb, mint a *B/a*-részegység keleti oldala (5.36. ábra).

A vízszintek csökkenésével és a Dráva bevágódásával párhuzamosan egyre alacsonyabbak lettek a belső ívhez hozzáőtt zátonyfelszínek is, így a napjainkban már a partba olvadt ártéri sziget déli pereme és a jelenleg aktív, kopár zátonyfej közötti szintkülönbség 2,4 m. Az egykori ártéri sziget (II.) déli oldalához hozzáőtt zátonyfelszín (*B/a*) magasabban fekvő részein az 1983-1984-es és 1988-90-es években jelentek meg a fák, amikor is az árvizek elmaradtak (1983) vagy csak két napig tartottak (1989). A mellékágtól délre található az *A*-egységhez (I. sziget) csatlakozott zátony (*B/b*-részegység), amelyen több, a folyó felé fokozatosan alacsonyodó tereplépcső is megfigyelhető. Ezek valójában a szigetek (I.-II.) végéhez és oldalához folyásirányban hozzákapcsolódott zátonyok, az 1982-es térképen is ábrázolt peremei. Az I. szigeten és a hozzáőtt zátonyon (*B/b*-részegység) is stabilizálódtak új felszínek az 1980-as években. A *B/b*-részegység fejlődése kezdetén szigetszerűen emelkedett ki, majd később hozzáőttek az I. szigethez. Ezt támasztja alá, hogy több lépésben és eltérő irányokból forrtak hozzá újabb és újabb zátonyfelszínek. A *B/b*-részegység legidősebb felszíne (1983-ban megtelepedett fa) és az I. sziget között fiatalabb felszíneket találunk, amely arra utal, hogy átfolyás volt közöttük. Ennek az egységnek a jelentős részét 1985-87 között foglalták el a fák, tehát az egység felépülése jól mutatja, hogy nemcsak övzátony-sorokból alakul ki egy kanyarulat belső íve, hanem azok legmagasabb térszínei szigetek is lehetnek, amelyek fokozatosan kapcsolódtak az előző partvonalhoz a közöttük lévő alacsonyabb felszín (sarlólapos) feltöltődésével és szárazra kerülésével.



5.36. ábra. A Donja Dubrava melletti övzátony felszín tengerszint feletti magasságának alakulása (a szelvényt az 5.35. ábrán látható vonal mentén vettem fel)

A *B/b*-részegység alsó és felső végeihez csatlakozott oldalzátonyokból és a közöttük lévő átfolyásokból épül fel a *B/c*-részegység, amelynek magasabb felszínén jelentős területeket foglaltak el a fák 1994 és 1996 között. Az alászálló vízszintek miatt, ekkor már az alacsonyabb, az akkori legkülső övzátony is tartósan a vízszint fölé emelkedhetett, ezért megtelepedhetett rajta a növényzet, majd a vegetáció stabilizálta a felszínét. Később, 1997 és 1999 között a surrantó felső végének elzáródásával és a vízszintek alászállásával itt is megtelepedtek a fák, így a *B/b*- és *B/c*-részegység összeolvadt.

Mozaikosan stabilizálódó felszínek a *B/d*-részegységben a legjellegzetesebbek. A mozaikos jelleget erősítik a *d*-részegységet felszabdáló, illetve a *B/a*- és *B/b*-részegységeket elválasztó átfolyások. A *B/d*-részegység jelentős része az 1994-2000 közötti években

stabilizálódott, miután az *B/a*- és *B/b*-részegységekhez zátonyok simultak. Ebben az időszakban az éves kisvizek szintje folyamatosan süllyedt, így egyre nagyobb felszínnek váltak hosszabb ideig vízmentessé. A *B/d*-részegység a kanyarulat csúcsán elhelyezkedő klasszikus övzátony-surrantó formakincset is képvisel, amelynek folyásirány felőli alsó végén lévő pangóvízes, lassan feltöltődő surrantó kedvezőtlen feltételeket kínált a fák számára.

A legfiatalabb, *B/e*-felszín a legkülső, fákkal benőtt övzátony-sorok alkotják, amelyek 0,64 m-rel magasodnak a mögöttük húzódó lágyszárú növényzettel borított surrantó fölé. A térszín jelentős részét 2002-2004 között foglalták el a fák. Az egység felszíne a Dráva irányába lejt, tükrözve a vízszintek csökkenését, amit bizonyít az is, hogy ekkor mérték az LKV értéket (-163 cm) is a barcsi szelvényben is. A már korábban kialakult zátonyok vízborításának megszűntével tehát megfelelő körülmények álltak rendelkezésre ahhoz, hogy nagy területet foglaljanak el a fák. Ezen a felszínen a dendrológiai felmérés homogén korú állományt jelez. A légi felvételek tanúsága szerint először a magasabbra kiemelkedő zátonyfejek váltak vízmentessé (szigetszerű képződmények), majd az ezekhez hozzákapcsolódott zátony-uszályok és övzátony-sorok, amely formaegyüttes (magasabb felszínnek és átfolyások) a keresztshelvényen is megfigyelhető. Viszont a különböző magasságban lévő felszíneket, nagyjából azonos időben foglalta el a növényzet, ami szokatlanul gyors övzátony fejlődési folyamatot jelez.

A belső ív legalacsonyabb térszíne a *B/b-c-e*-részegységek mentén végighúzódnak most is aktív, növényzettől mentes övzátony, azaz a *C*-geomorfológiai egység. Ez napjainkban a Donja Dubrava-i vízerőmű csúcsra járatása miatt naponta emelkedik a vízszint fölé, majd kerül újra vízborítás alá. Ezt tekintetem a legfiatalabb egységnek, amelynek magassága a folyó irányába egyre csökken. A felmérésemkor a kopár zátonyfej és a vízborítás között 0,4 m volt a magasságkülönbség. A csupasz zátony kiterjedése 5,7 ha, a folyónál lévő pereme 1175 m hosszúságú, de ez változik a napi 1-1,5 méteres mini árhullámok hatására. A zátonyfelszín a kanyarulat csúcsa felé egyre inkább elkeskenyedik, míg a kanyarulat középső részén éri el legnagyobb szélességét (96 m). A belső íven gyakorlatilag nem stabilizálódtak új felszínnek a 2011-es légifotón szereplő állapotokhoz képest 2013-ra, viszont a kanyarulat fejlődése tovább folytatódott, ugyanis a külső ív is dinamikusan erodálódott. Tapasztalataim szerint a mini árhullámok során a kopár övzátony felszínén megindulhat a kisebb méretű fenékhordalék mozgása, ami előbb-utóbb akár mederpáncélzat kialakulásához is vezethet.

A golai kanyarulat fejlődése

A Gola melletti szakasz, amelyben a kanyarulat kialakult, jelentős átalakuláson ment át. A Donaj Dubrava-i mintaterülethez hasonlóan itt is sziget képezte az övzátony felszín alapját, viszont a két mintaterület közötti különbség az, hogy itt nem több ágra bomló, nagy szélességű szakaszon olvadtak a szigetek a partba. Az 1979-es felmérés idején a vizsgált golai kanyarulattól folyásirányban felfelé egy több ágra szakadó, nagyméretű szigetekkel felszabdalt meder, ettől lefelé egy – a folyásirány felőli alsó végénél összeszűkülő – medertágulat helyezkedett el, amelyben kialakult a jelenlegi övzátony-felszín magja (5.37. ábra A részlet). Az 1979-es (511 m) és 1982-es (666 m) években, a Donja Dubrava melletti kanyarulathoz hasonlóan itt is rövidebb szakaszon pusztult a part (5.37. ábra B részlet). A 21. századra fejlődött ki igazán a kanyarulat (5.37. ábra C és D részlet), így ekkor már közel 1,5 km-es szakaszon (2006. 1300 m; 2015. 1483 m) hátrált a külső ív, amelyek magassága – a kisvizek szintje felett – 2,5-3 m volt.

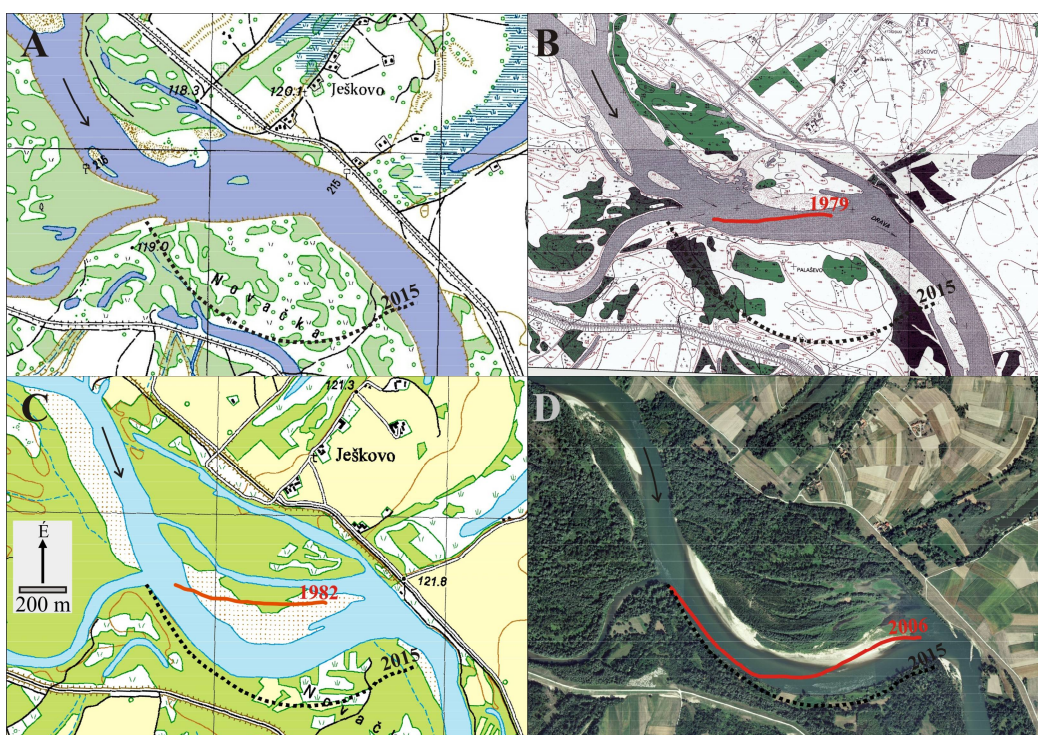
A meder szélessége alig változott 1982-ig (5.15. táblázat), bár a maximális szélesség kismértékben (6,6%) nőtt. Ahogy a medertágulat kezdett elhalni már 1982-ben, a sodorvonal egyre inkább a Dráva jobb partja felé tevődött át intenzíven erodálva a partot, így megkezdődött a jelenleg is dinamikusan hátráló külső ív fejlődése. Ennek következtében 1979 és 1982 között pusztult a legdinamikusabban a külső ív, ahogy azt a Donja Dubrava-i

kanyarulatnál is láthattuk. Ekkor még csak a varasdi erőmű üzemelt, így ez a nagymértékű hátrálás a gyakori nagyvizek és a magas kis- és közepes vizek eróziós képességével állítható párhuzamba.

5.15. táblázat. A golai kanyarulatot magába foglaló mederszakasz szélességviszonyai 1979 és 2011 között

	1979	1982	2006	2011
Átlagos szélesség (m)	253	255	273	200
Legkisebb szélesség (m)	190	182	118	92
Legnagyobb szélesség (m)	396	424	439	274

Az 2006-os felmérésig az átlagos és maximális mederszélesség kismértékben növekedett (3-7%), ugyanakkor a minimális szélesség jelentősen csökkent (35%-kal). Ezek részben az övzátöny-felszín felszabdaltságából adódnak, miközben a legkisebb szélességének a csökkenése egy keskenyebb, beágyazódottabb meder kialakulását jelzi.



5.37. ábra. A kanyarulat kialakulása és a külső ív hátrálása a golai mintaterületen 1979-től 2015-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2006; D: 2011; a vonalak az egyes évek külső ívének helyzetét mutatják)

Az 1982 és 2006 közötti időszakban csaknem harmadára csökkent az éves partpusztulás mértéke (5.16. táblázat), amely a Donja Dubrava-i mintaterületen is hasonlóan zajlott.

5.16. táblázat. A Gola melletti kanyarulat külső ívén a partpusztulás mértéke 1979 és 2015 között

	1979-1982	1982-2006	2006-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2015
Max. elmozdulás (m/év)	38,0	15,5	32,0	21,4	15,3	27,8
Átlagos elmozdulás (m/év)	27,9	12,0	14,4	4,9	7,0	11,3
Erodált terület (m ² /év)	14600	9600	19100	6900	10100	16200
Elmosott anyagmennyiség (m ³ /év)	87700	57900	114600	41300	60300	97200

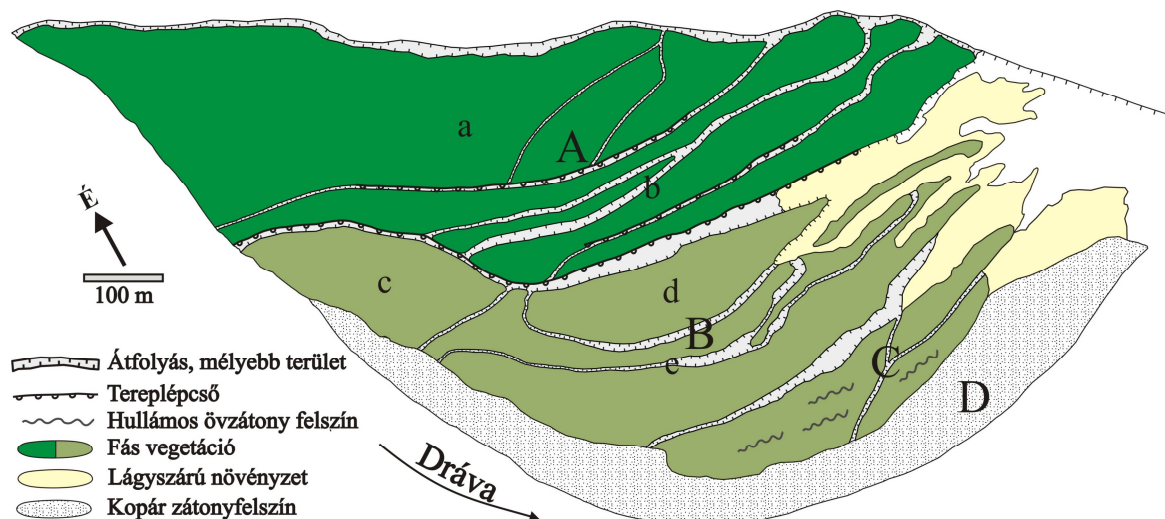
Ez abból adódhat, hogy ebben az időszakban két vízerőmű (1982 és 1989) is üzembe lépett, ami miatt elkezdtek csökkenni a kis- és közepes vizek szintjei és egyre inkább elmaradtak az árvizek. Ennek köszönhetően a golai kanyarulatban a meder is lényegesen (21-38%-al) keskenyebbé vált 2011-ig.

Míg a Donja Dubrava melletti kanyarulatnál a 2003-2011 közötti időszakban kismértékben mérséklődött a hátrálás (ld. 5.14. táblázat), addig a goli mintaterületnél nőtt az üteme, és közel kétszer annyi anyag került a Drávába 2006-2011 között, mint az azt megelőző időszakban. Ennek oka abban keresendő, hogy a Gola melletti kanyarulat fejlettebb volt, így a sodorvonal jobban nekiszorult a külső ívnek és a hátrálása is dinamikusabban zajlott.

A 2011 és 2015 közötti időszakban nagyjából hasonló mértékű volt a két mintaterületen a külső ív pusztulása és mindkét kanyarulat külső ívét 2013 és 2015 között jelentős mértékű parthátrálás jellemezte (akár 30 m/évet is hátrálhattak maximálisan).

A kanyarulat külső ívének formálódása a 21. században is folyamatosan változott térben, hiszen míg 2006-2012 között a külső ív folyásirány felőli alsó végénél volt a maximális hátrálás, addig a 2012-2015-ös évek között már ez folyásirányban feljebb tevődött át. Ennek hatására a kanyarulat egyre ívesebbé vált és dél-keleti irányba helyeződött át a dinamikus parterózió, amelyet követett a szemben lévő part épülése is.

A Gola melletti övzátóny-felszín szintén több egységre osztottam fel (*A-D*), melyeket további részegységekre bontottam (*a-e*). Az *A*-egység, azt a nagyméretű parthoz kapcsolódott szigetet foglalja magába (5.38. ábra), mely már az 1979-es és 1982-es térképeken is szerepelt (*a*-részegység észak-keleti vége).

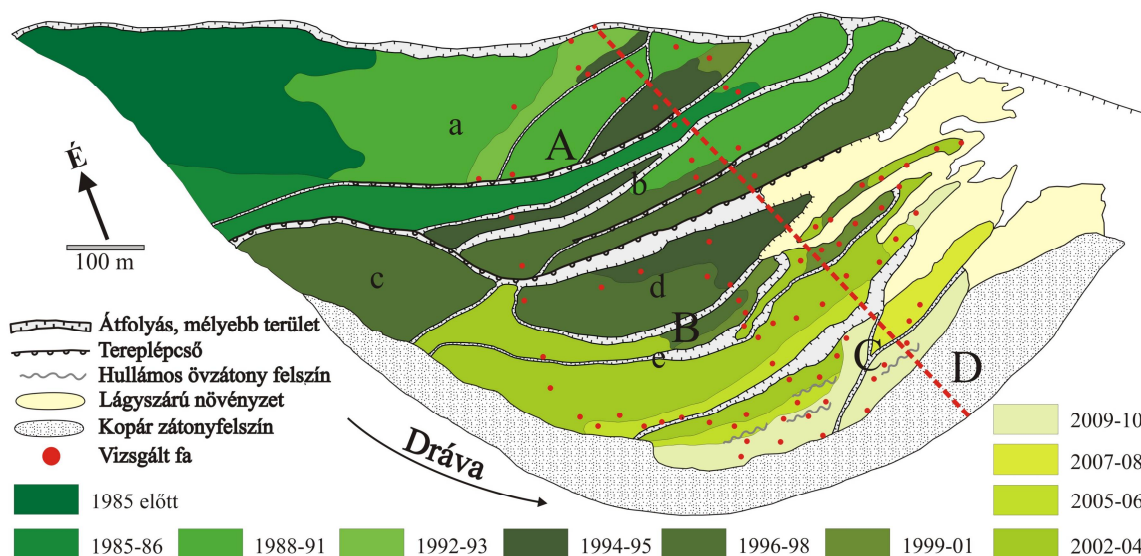


5.38. ábra. A Gola melletti övzátóny-felszín geomorfológiai térképe

Emellett egy kisebb mederközepi sziget (0,3 ha) is volt a medertágulatban. Ez a két forma tekinthető a jelenlegi övzátóny-felszín alapjának. A megfűrt legidősebb fák itt is 1985-ben telepedhettek meg az *A/b*-részegység folyópart felőli oldalán, így ezt tekintem a felmért legidősebb felszínnek.

Az *A*- és *B*-egységeket egy, az övzátóny-felszín teljes hosszán végighúzó átfolyás ($W_{\text{átl}} = 16$ m) választja el egymástól, amelynek sodrási csatornája 1,6 m-rel húzódik mélyebben, mint az *A*-egység déli partéle. Így ez az átfolyás még inkább kihangsúlyozza a két egység különállóságát (5.39. ábra). A *B*-egység alapját két sziget alkotja (*B/c*- és *B/d*-részegység), amelyeknek az oldalához és folyásirány felőli alsó csúcsához épültek hozzá a hosszan elnyúlt övzátóny-sorok, köztük átfolyásokkal. A *C*-egységet a *B*-egységtől szintén egy átfolyás ($W_{\text{átl}} = 13$ m) különíti el.

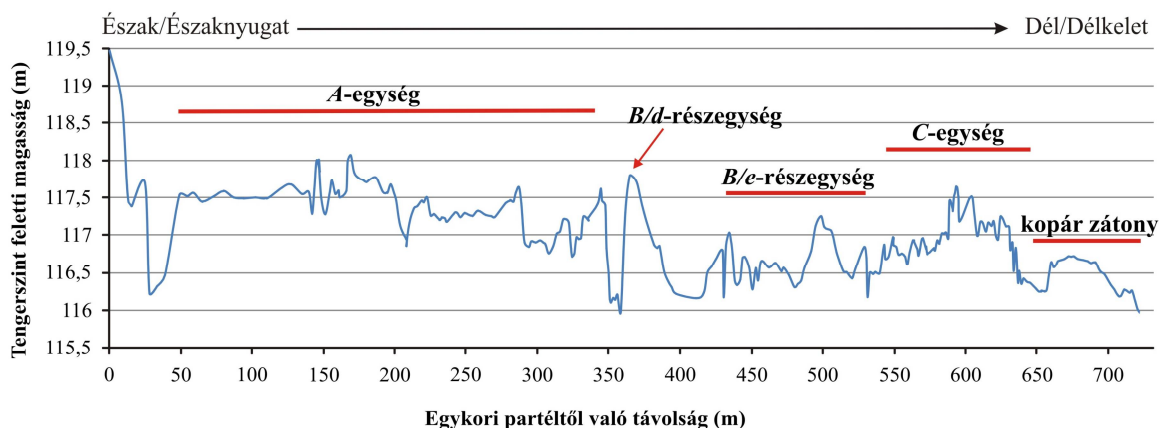
A *C*-geomorfológiai egységen a felmért legfiatalabb stabilizálódott felszínek találhatóak és főként egymáshoz épült szigetszerű formákból állnak.



5.39. ábra. A Gola melletti övzátóny-felszín épülésének időszakai dendrológiai vizsgálatok alapján (az ábrán feltüntettem a feltárt keresztmetszélyt)

Ezek a szigetszerűen fás szárú növényekkel benőtt zátonyfejek ugyan kiemelkednek a környezetüktől és a közöttük húzódó átfolyásoktól, viszont a vízszintek süllyedését és az ezzel együtt járó bevágódást követve fokozatosan a Dráva irányába lejtnek (5.40. ábra).

A 2011-es térképezéskor a legkülső kopár övzátóny (D-egység) partvonalának hossza 1868 m, míg a legnagyobb szélessége 675 m volt. A 2013-as felmérésünk idejére a kanyarulat morfológiája nem változott lényegesen a 2011-es állapothoz képest. A külső ív eróziója tovább folytatódott, legdinamikusabban továbbra is a kanyarulat folyásirány felőli alsó csúcsánál. Ezzel párhuzamosan az övzátóny-felszín tovább épült, főként a csupasz zátonyfelszín területi növekedésével.



5.40. ábra. A Gola melletti övzátóny felszín magassági viszonyai (a szelvény pontos helyét ld. 5.39. ábrán)

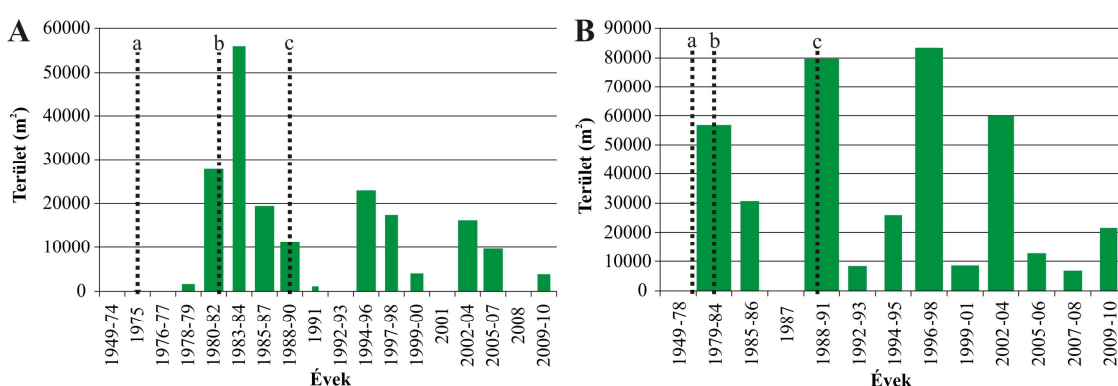
A goli kanyarulat pusztuló partjának dinamikus hátrálása jelentős kockázatot is hordoz magában, ugyanis 2015-ban már csak 75 m-re helyezkedett el az árvízvédelmi töltés talpától. Ezért a jövőben valószínűsíthetően ennek a partszakasznak a biztosítására lesz szükség, amellyel a kanyarulat formálódása megállhat és teljesen más irányt vehet fel a sodorvonal eltérése miatt.

A Donja Dubrava és a Gola melletti kanyarulatok kialakulásában és fejlődésében felfedezhető sajátosságok:

- Mindkét kanyarulatban szigetek képezték a jelenleg dinamikusán épülő övzátóny-felszín

alapját. Donja Dubrávánál két nagy kiterjedésű sziget olvadt egymásba és kapcsolódott az ártérhez, így a leszűkült mederben indult meg a kanyarulatfejlődés. Golánál a szigetekhez hozzánőtt zátonyok legfőképp a medertágulat északi oldalának feltöltődését okozták, így az övzátony-felszín fokozatos épülésével és a sodorvonal eltérülésével párhuzamosan kezdett kialakulni és fejlődni a kanyarulat. A golai övzátony-felszínnek az is különlegessége, hogy a két szigetből összeolvadt forma és az ezekhez hozzánőtt felszínek egy szigetként is funkcionálnak, hiszen nagyobb vízállás idején az északi oldalon lévő mellékág még vizet szállít.

- Mindkét mintaterületen a szigetek közötti átfolyások és az övzátonyok között húzódó sarlólaposok követik a partpusztulás irányultságát, így a kanyarulatfejlődés térbeliségét jól mutatják. A Donja Dubrava-i mintaterületen a stabilizálódott zátonyfelszínek területi kiterjedése különbözően alakult a vizsgált időszakban és nem tekinthető folyamatosnak. Ezzel szemben a Gola melletti övzátony-felszín épülése csaknem folyamatos volt 1979 óta (5.41. ábra).



5.41. ábra. A növényzet által meghódított területek nagysága a Donja Dubrava-i (A) és a golai (B) övzátonyon (a: varasdi erőmű; b: cakoveci erőmű; c: Donja Dubrava-i erőmű)

A legjelentősebb kiterjedésű zátonyfelszínek az 1980-as években erdősültek be a Donja Dubrava melletti kanyarulat mentén, és ezen belül különösen az 1983-1984-es évek kiemelkedőek, amikor is 5,6 ha-t hódítottak meg a fák. A golai kanyarulatban is az 1980-as években váltak nagy kiterjedésű felszínek szárazulattá (1979-1984 között 5,7 ha; 1985-1986 között 3,1 ha). Ekkor már üzemelt a varasdi (1975) vízerőmű, melyet követett a cakoveci (1982), így a zátonyok szárazra kerülése összefüggésbe hozható a csökkenő vízszintekkel. A Donja Dubrava-i vízerőmű üzembe lépése után alászálló vízszintek a Donja Dubrava melletti kanyarulatban nem eredményezték nagy kiterjedésű felszínek növényzettel való megkötődését. A golai mintaterületen azonban már jelentős területeket foglalt el a fás vegetáció, hiszen az 1988-1991 közötti években 8 hektáron jelentek meg a fák. Az 1990-es években a nagyobb árvizekkel vagy vízszintcsökkenéssel jellemzett évek után a kisvízes időszakok első éveiben hódította meg a legnagyobb területet a fás szárú növényzet, majd egyre csökkent a fák által meghódított terület nagysága. Majd ezt a fázist követte egy újabb időszak, amikor ismét nagyobb terület vált szárazulattá, amit meghódíthatott a növényzet. Ez egyben azt is mutatja, hogy az 1989-es vízszint csökkenések hatására egyre több zátonyfelszín került szárazra. Az, hogy a legelső vízerőműhöz közel elhelyezkedő Donja Dubrava melletti kanyarulatban kisebb felszíneket tudott csak meghódítani a növényzet, szoros kapcsolatba hozható azzal, hogy ezt a felszínt naponta 1,5 m-t is meghaladó mini árhullámok zavarják. Így sokkal nagyobb zavaró hatás éri ezt a felszínt, ezért a csemeték megtelepedése is nehezebb, mint a 25 km-re folyásirányban lejjebb található golai kanyarulatban, ahova már az árhullám ellaposodva érkezik. A 21. század elején is hasonló folyamat figyelhető meg, mint az 1990-es években,

azaz a gola melletti kanyarulatban csaknem folyamatos volt a fák megtelepedése, míg a Donja Dubrava-i mintaterületen ez kevésbé volt jellemző.

- Mindkét kanyarulatban – de leginkább a legfelsőnél – figyelhető meg, hogy mérséklődött a stabilizálódott zátonyfelszínnek térnyerése, hiszen a fokozatosan csapdázódott hordalék következtében egyre kevesebb hordalék, illetve a meder folyamatos keskenyedésével egyre kisebb hely állt rendelkezésre a zátonyfelszín kialakulására.
- Mindkét kanyarulatban az övzátony-felszín – a part pusztulását követve – leginkább dél-délkeleti irányba növekszik. Az övzátony-felszínnek folyásirány felőli alsó vége ívesen elvégződik és a Dráva felé nyitott, ami az egykori övzátonyfejek között húzódó átfolyások végeivel áll összeköttetésben. A sarlólaposok végeit azonban még nem hódították meg a fák, így a felszínüket jelentős kiterjedésben lágyszárú növényzettel borított, illetve pangóvizes területek alkotják. Az övzátonyok elvégződése mögötti pangóvizes rész folyamatosan töltődik fel, hiszen a sodorvonal távolra kerülésével itt egy áramlási holttér alakult ki.
- A felvett keresztmetszelvények remekül bemutatják egy övzátony-sornak a felépítését, azaz a növényzettel stabilizált idősebb övzátonyokat és az ezekhez hozzásimuló legkülső, aktív és kopár övzátonyt, illetve a közöttük húzódó sarlólaposokat.
- Az övzátony-felszíneken felvett keresztmetszelvények alapján megállapítható, hogy a Dráva az övzátony-felszín folyótól távolabbi oldalának legmagasabb része és a jelenleg aktív legfiatalabb övzátony zátonyfeje között jelentős magasságbeli különbségek jelentkeztek (Donja Dubrava 1,77 m; Gola 1,35 m). Az övzátony-felszín lejtése egy bevágódási folyamatot jelez, melyhez a vízerőművek hordalékcspadázása és a kavicsbányászat hatására kialakuló tisztavíz erózió jelentősen hozzájárult, és amelyet tovább erősítettek a vízviszatarthatás miatt egyre gyakoribbá és tartósabbá váló kisvizek.

5.5.2. A heresznyei és a bolhói kanyarulatok fejlődése

A Heresznye és Bolhó melletti kanyarulatok – a Donja Dubrava-i és a golai szigetek partba olvadása következtében leszűkült mederben kialakult kanyarulatokkal szemben – egyágú mederből álló szakaszokon fejlődtek ki a felettük lévő medertágulat sodorvonalának áttevődése miatt. Itt nem szigetekből jöttek létre az övzátony-felszínek, hanem a kanyarulat-fejlődés kezdeti stádiumában lévő szakaszon gyorsult fel a kanyarulat-képződés. Emellett ezek a kanyarulatok jóval közelebb is helyezkednek el egymáshoz (2 km), így sokkal hasonlóbba a mintaterületeket ért természetes hatások (vízjárás, hordalék szemcsemérete), tehát közel azonos peremfeltételek között formálódnak és a felépülésük is nagyban hasonlít.

Ezek a kanyarulatok abban is különböznek a felsőktől, hogy a külső ívük fejlődését már befolyásolják az ott található mederrendezési műtárgyak (sarkantyú, partbiztosítás).

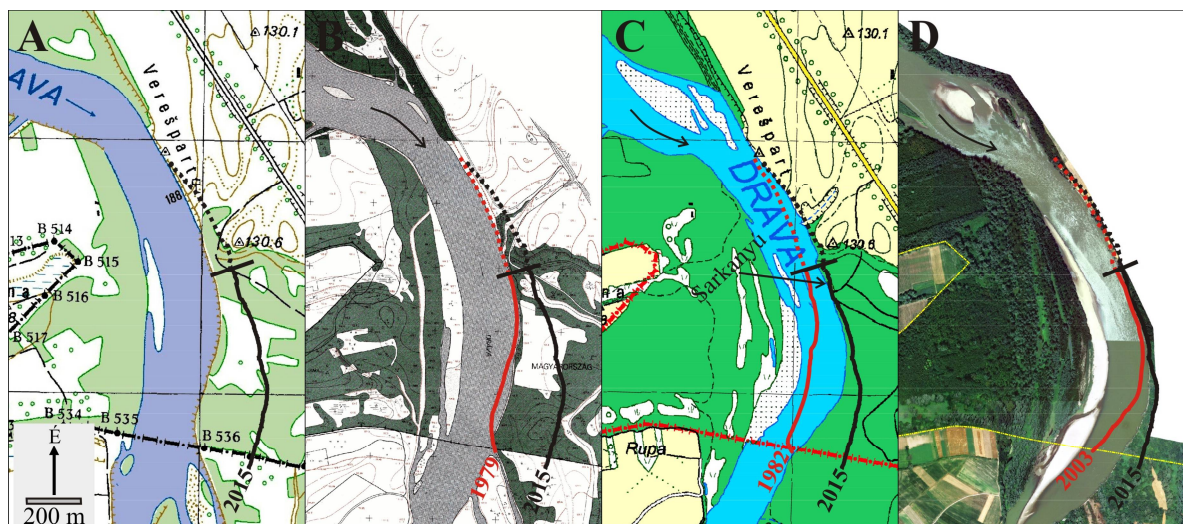
A heresznyei kanyarulat fejlődése

A kanyarulatban az 1979-es felmérés idején a meder egy ágból állt. A kanyarulatfejlődés már ekkor is megfigyelhető, melynek során a későbbiekben a meder szélessége folyamatosan csökkent. A meder szűkülése ugyan nem volt nagymértékű (5.17. táblázat), azonban morfológiailag átalakult a szakasz, hiszen a kanyarulat egyre inkább fejlettebbé vált (5.42. ábra).

5.17. táblázat. A Heresznye melletti kanyarulatot magába foglaló mederszakasz szélességviszonyai 1979 és 2011 között

	1979	1982	2003	2011
Átlagos szélesség (m)	253	235	217	219
Legkisebb szélesség (m)	185	148	167	150
Legnagyobb szélesség (m)	425	411	305	307

Ennek háttérében részben a lecsökkenő vízszintek állnak, részben pedig a feljebb lévő vízvári Öreg-kanyar (197-193 fkm) átvágása, aminek hatására a vezérárok eróziójából nagymennyiségű hordalék jutott a mintaterület feletti szakaszra. A két hatás együttesen új zátonyok létrejöttét eredményezte, amelyek a sodorvonalat kitérítették, illetve a mellékágakat eltömték.



5.42. ábra. A kanyarulat kialakulása és a külső ív hátrálása a heresznyei mintaterületen 1979-től 2013-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2003; D: 2011; a vonalak az egyes évek külső ívének helyzetét mutatják; magas part: szaggatott vonal; alacsonypart: folytonos vonal)

A kanyarulat egyre jobban fejlődött és egyre ívesebbé vált, ami a külső ívnek és különösen alacsonyabb partélének dinamikus hátrálásából adódik. A Heresznye melletti kanyarulat külső ívének morfológiája eltér a többi mintaterülettől, hiszen felső része (2015. 520 m) 20-22 méterre magasodik a vízszint fölé, míg a folyásirány felőli alsó része (2015. 850 m) egy alacsonyabb part, amely csupán 3-3,5 méterrel magasabb a kisvizek szintjénél. Így itt ugyanazon kanyarulat mentén vizsgálható a különböző magasságú hátráló partok formálódásának eltérő üteme és mechanizmusa is. A kanyarulat külső ívén a magaspart és az alacsonypart határától folyásirányban (63 m) lejjebb található egy kisméretű sarkantyú is – amely 4-5 méterre benyúlik a mederbe –, illetve egy rövidebb partbiztosítás.

Az eltérő magasságú partszakaszok hátrálásában a vizsgált 1979 és 2015 közötti időszakban mindig is jelentős különbségek voltak az oldalirányú elmozdulás és a folyóba kerülő partanyag mennyiségét figyelembe véve, hiszen a magaspart jóval lassabban hátrált (5.18. táblázat).

5.18. táblázat. A heresznyei kanyarulat külső ívén lévő magas (M) és alacsony (A) part pusztulásának mértéke 1979 és 2015 között

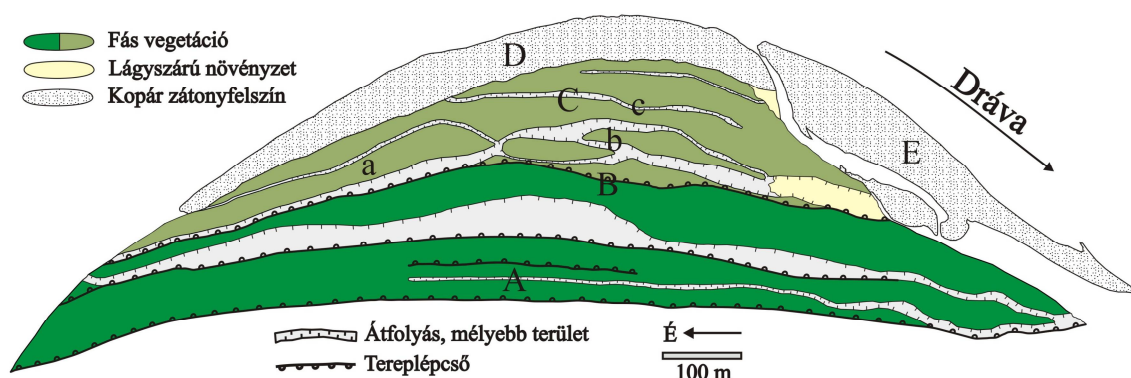
	1979-1982		1982-2003		2003-2011		2011-2012		2012-2013		2013-2014		2014-2015	
	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A
Max. elmozdulás (m/év)	2,0	12,0	3,0	7,0	3,0	12,5	4,5	4,5	8,0	21,5	10,5	69,9	3,7	4,6
Átlagos elmozdulás (m/év)	0,8	6,3	1,9	4,7	1,2	4,8	0,4	1,3	1,9	6,0	1,8	12,9	0,1	0,6
Erodált terület (m ² /év)	300	4100	1000	3500	600	3700	200	1000	1000	4800	900	10400	70	500
Elmosott anyagmennyiség (m ³ /év)	7600	27300	24100	23000	14200	24300	5000	6700	24400	31100	22800	67400	1300	3300

Az 1979-82-es években és a 2014-2015 években hétszer-nyolcszor gyorsabban pusztult az alacsonyabb part, mint a magaspart. Még a kevésbé dinamikus időszakokban is (pl. 1982-2003 vagy 2011-2012) akár kétszer-háromszor intenzívebben hátrált az alacsony part. A Donja Dubrava-i és golai kanyarulatokhoz hasonlóan itt is jelentősen erodálódott a 2013-2014-es évben, hiszen a korábbi évekhez, de a többi drávai kanyarulathoz képest is extrém mértékű volt az alacsony part maximális hátrálása (közel 70 m/év). Ez a 2014-ben levonult árvíz (NV = 507 cm) romboló hatását jelzi, hiszen ehhez hasonló magasságú árvíz a varasdi vízerőmű 1975-ös üzembe lépése óta (NV = 579 cm) nem vonult le a Dráván.

Az, hogy a kapott adataim alapján az alacsonyabb partból kerül több anyag a folyóba Heresznyénél, adódhat abból is, hogy hosszabb szakaszon erodálódik, mint a magas part. Ehhez még az is hozzájárul, hogy az alacsony partokat a kisvizek is hatékonyan pusztítják a teljes hosszukban, míg a magas part állékonyabb, és csak miután meredeken alámosta őket a folyó, utána szakadnak bele nagyobb tömbök a folyóba, amelyek törmelékhalmai időlegesen meggátolják az eróziót a partfal alsó részén. Bár a külső ív alacsony parti szakaszán található sarkantyú az alatta lévő rövidebb partszakaszon lassíthatja a part erózióját, azonban az alacsony partszakasz pusztulása még így is dinamikus.

A 2013-as felméréskor a kanyarulat morfológiai képe hasonló volt, mint 2011-ben, hiszen a kanyarulat külső ívén a felső és alsó szakasz eltérő mértékű hátrálása a belső ív épülésének irányultságán is megjelenik. Ekkor az övzátóny-felszín partvonalának hossza 1668 m, míg a legnagyobb szélessége 378 m volt.

A felmért övzátóny-felszín – a felsőbb szakaszon található kanyarulatokhoz hasonlóan – itt is több egységre (*A-E*) és további részegységekre (*a-c*) osztottam fel. A övzátóny-felszínen három meghatározó tereplépcső is található, amelyek az *A*-, *B*- és *C* egységeket választják el egymástól (5.43. ábra). A felmért övzátóny legidősebb felszíne az *A*-egység, ami 1961-ben még a Dráva aktív medrét határolta, azaz az itt található hatalmas fák a partél futását jelzik. Az *A*-egység hosszan a parthoz simuló övzátóny-sorokból jött létre, amelyek jelentős részén (5 ha) az 1960-as években telepedett meg a fás vegetáció, majd az 1978-78-es években a folyásirány felőli alsó végéhez hozzáért zátonyokat foglalták el a fák, végül az egység külső peremén lévő övzátóny-sor felszíne stabilizálódott. Az ezektől a felszínektől folyásirányban lefelé lévő, egykori sarlólaposokat már jóval később – ahogy a sodorvonal egyre távolodott a külső ív alsó szakaszának dinamikus alámosása miatt és egy áramlási holtteret hozott létre –, a 2005-2006-os években foglalták el a fák.



5.43. ábra. A Heresznye melletti övzátóny-felszín geomorfológiai térképe

Az *A*- és *B*-egységeket egy markáns, az övzátóny teljes hosszában végighúzó átfolyás választja el egymástól ($W_{\text{átl}} = 23$ m). A *B*-egység legidősebb felszíne 1978-ban stabilizálódott, és az izokron térkép szigetszerű képződmények jelenlétére utal (5.44. ábra), melyhez hasonló formák a Donja Dubrava-i és golai mintaterületeken is gyakoriak voltak. Az egység épülése azonban nem ezekhez a formához hozzáővekvő zátonyfelszínek beerdősülésével ment

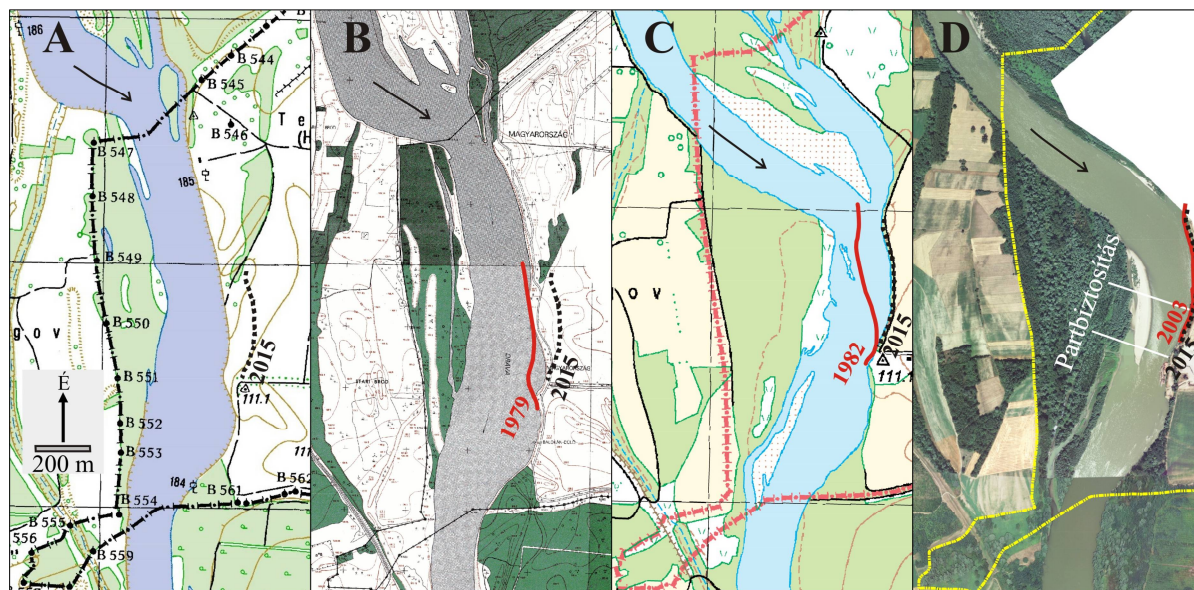
hasonló futású meder jellemezte a szakaszt (5.45. ábra B részlet), viszont a felvízi medertágulatban a hátráló jobb part egyre lejjebb tevődött. Így a bolhói kanyarulat belső ívének felső csúcsa is folyásirányban lejjebb került. Bár a meder szélessége 1982-ig alig változott, a vizsgált egyenes szakasz nyugati partján megindult az akkumuláció (5.19. táblázat).

5.19. táblázat. A bolhói kanyarulatot magába foglaló mederszakasz szélességviszonyai 1979 és 2011 között

	1979	1982	2003	2011
Átlagos szélesség (m)	264	268	197	206
Legkisebb szélesség (m)	197	174	135	152
Legnagyobb szélesség (m)	371	367	292	283

A 2003-as térképen már egy fejlődő kanyarulat volt a mintaterületen, így a meder is keskenyebbé vált. A felette lévő medertágulat elvesztette funkcióját, hiszen a benne lévő nagyméretű sziget a parthoz kapcsolódott, aminek következtében egyágú főmeder jött létre. Itt is megfigyelhető az övzátóny-felszín folyásirány felőli csúcsának pusztulása, ami a kanyarulat folyásirányban lefelé haladását jelzi (5.45. ábra C részlet).

A 2011-es légi felvételezés idején az övzátóny-felszín Dráva felőli partvonalának hossza 1575 m, míg a legnagyobb szélessége 353 m volt, miközben a meder futása alig változott a 2003-as állapothoz képest (5.45. ábra D részlet). Emellett az 1979-es és 1982-es felmérésekhez képest átalakult a pusztuló part, hiszen ekkor még jóval hosszabb partszakaszon (1470 m) hátrálhatott a külső ív, ugyanakkor napjainkban már jóval rövidebb partszakasz (485 m) erodálódik. Mivel a külső ív középső szakaszán (a jelenlegi kikötőnél) partbiztosítás épült 2005-2007 között, így csak a partbiztosítástól folyásirányban feljebb lévő hátráló partszakaszon volt lehetőség terepi felmérésekre és a térképeken is csak ezt a partszakaszt vizsgáltam. A bolhói kanyarulat külső íve 6-7 méterrel emelkedik a kisvizek szintje fölé, ezért eltérően formálódik a 3-4 méteres magasságú alacsonyabb partoktól (Donja Dubrava, Gola, és a heresznyei kanyarulat folyásirány felőli alsó szakasza). Formálódása párhuzamba állítható a heresznyei magasparttal, mivel a magasabb partoknál főként omlásos folyamatok dominálnak, melyeknél hosszabb idő vagy nagyobb árvizek kellenek a partok alámosásához és a leszakadó tömbök elszállításához.



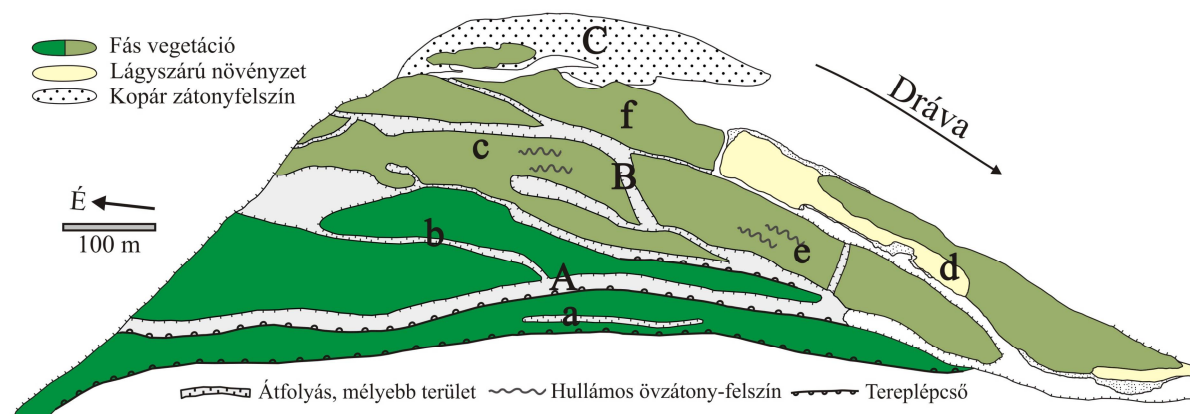
5.45. ábra. A kanyarulat kialakulása és a külső ív hátrálása a bolhói mintaterületen 1979-től 2015-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2003; D: 2011; a vonalak az egyes évek pusztuló partjának helyzetét mutatják)

Az 1979-1982-es évek között a kanyarulat külső íve (5.20. táblázat) a két legfelső kanyarulathoz képest jelentősebb ütemben hátrált, ezzel szemben a heresznyei partot ekkor nem jellemezte nagymértékű pusztulás. Ezt követően ugyan nem egyenletesen, de mérséklődött a partpusztulás dinamizmusa Bolhónál. Ez magyarázható a vízszintek csökkenésével és a nagy erejű árvizek elmaradásával, hiszen 2013-2014-es felméréskor ismét dinamikusabban hátrált, mely összefügg a 2014-ben levonult jelentős árvízzel. A parthátrálást befolyásolhatta, hogy a bolhói kanyarulatban 1995 és 2012 között kavicsbányászat is folyt, így ekkor a mederből hiányzó hordalékot a Dráva intenzív bevágódással és a partok dinamikus pusztításával is pótolhatta. A különböző hatótényezők erejére utal, hogy a legnagyobb mértékű partpusztulás a kavicsbányászat megkezdése előtt, illetve után is jellemezte a külső ívet, azaz a pusztulás ütemét leginkább a nagy munkavégző képességű magasabb vizek befolyásolták.

5.20. táblázat. A bolhói kanyarulat külső ívén található part pusztulásának mértéke 1979 és 2015 között

	1979-1982	1982-2003	2003-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015
Max. elmozdulás (m/év)	23,2	5,0	1,5	1,9	2,1	3,2	1,6
Átlagos elmozdulás (m/év)	8,4	3,4	1,1	0,2	0,3	0,5	0,1
Erodált terület (m ² /év)	4600	1600	400	60	100	200	50
Elmosott anyagmennyiség (m ³ /év)	42500	14800	3700	500	1200	2100	400

A kanyarulat fejlődése során az övzátony-felszín folyamatosan épült, amelyeknek legmagasabb felszín-darabjaiból először szigetek keletkeztek, így a belső ív mozaikosan épült fel. A vizsgált övzátony-felszínt itt is felosztottam három egységre (A-C), melyek tovább bontottam kisebb részegységekre (a-f) (5.46. ábra).

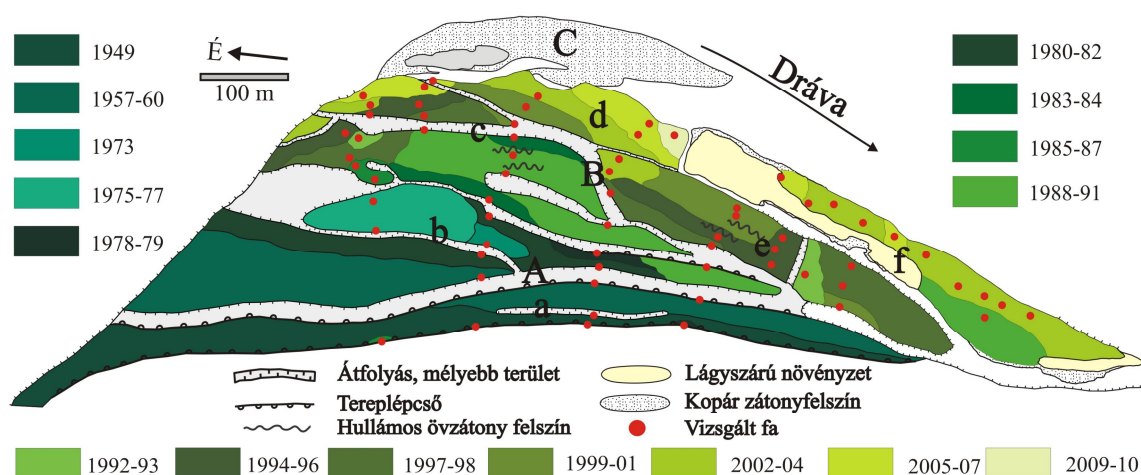


5.46. ábra. A bolhói övzátony-felszín geomorfológiai térképe

Az A-egység azokat a térrészeket foglalja magába, amelyek már az 1979-es és az 1982-es térképezés idején is léteztek. Itt találjuk a megfűrt legidősebb fákat, melyek 64 évesek, így ezek a felmért mintaterület legidősebb felszínei (1949-1960) is egyben (5.47. ábra). Ekkor azonban még nem beszélhetünk kanyarulatról, mivel közel egyenes volt a meder. Az A-egység két részre osztható, melyeket egy széles, észak-dél irányban húzódó átfolyás ($W_{\text{átl}} = 16$ m) választ el. A terepi térképezés alapján megállapítható, hogy az a-részegység nyugati peremén lévő tereplépcső a Dráva egykori partéle volt, így az A/a-részegység a parthoz hozzákapcsolódott hosszan elnyúló oldalzátónynak tekinthető. Ez a tereplépcső valószínűsíthetően megegyezik a heresznyei belső íven található, a felszínből kiemelkedő, jelentős magasságú tereplépcsővel, mely az ott található A-egység nyugati peremén húzódik.

A két kanyarulat ugyanis közel esik egymáshoz és hasonló hidrológiai hatások érték, így a bevágódás és a feltöltődés is hasonló időben és ütemben mehetett végbe.

Valószínűleg az oldalzátónyok stabilizálódása lassú folyamat volt, hiszen míg az *A/a*-egység északi részén 1949-ben megtelepedett fák is vannak, addig a déli része főként 1959-ben és 1960-ban stabilizálódott. Az északi rész alapját képző zátónyokat az 1948-ban levonult árvíz rakhatta és az 1949-es árvízmentes évben megtelepedett rajta a fás vegetáció. Az átfolyás enyhén kanyargó futása arra utal, hogy ekkor már megindulhatott a jelenlegi kanyarulat lassú kialakulása, melyet a *A/b*-részegység stabilizált felszínei is alátámasztanak.



5.47. ábra. A bolhói övzátóny-felszín épülése dendrológiai vizsgálatok alapján

Ezt követő időszakban a többi vizsgált drávai övzátóny-felszínnél is megfigyelt folyamatok játszódtak le, ugyanis valószínűsíthetően a jelenlegi legkülső csupasz övzátónyhoz (*C*-egység) hasonló övzátóny kapcsolódhatott a már stabil felszínekhez. Majd ennek a legmagasabb része vált először ármentessé, így a rajta megtelepedő növényzet (1973) miatt szigetté vált. Ezután ettől folyásirányban felfelé növekedett az övzátóny területe, majd ezeket a felszíneket akkor stabilizálhatta a növényzet, amikor az 1976-1977-es években már csak 1-1 árvizes nap volt a Dráván.

A *B*-egység, azokból az övzátóny-sorokból épült fel, amelyek a kanyarulatfejlődés során kapcsolódtak a parthoz. Ennek a területnek a legöregebb felszínét képi a *B/c*-részegység, amely nyugat és észak-nyugat irányba növekedve jött létre. Ehhez egy sziget is hozzáforrt, amelyek között még napjainkban is egy markánsan kirajzolódó átfolyás ($W_{\text{átl}} = 13 \text{ m}$) húzódik. Ezeket a felszíneket az 1983-1984-es években hódították meg először a fák, amely 1987-ben folytatódott, így folyásirány felőli felső végéhez egy kisebb területű sziget is hozzáforrt. Ezek után a felszín épülése tovább folytatódott, amikor is jelentős területű zátóny felszíneket foglalt el a fás vegetáció (1988-1991, 1993-1997 és 2004-2006), melynek során szigetszerű formák is létrejöttek. A *B/c*-részegység beerdősülésével párhuzamosan zajlott az *B/e*-részegység fejlődése is, amelyet szintén két részre tagol egy középen húzódó kelet-nyugat irányú átfolyás. Az egység déli része pedig egy szigetmag, amely 1992-ben stabilizálódott. Ehhez folyásirányban felfelé hozzánőtt zátóny az 1995-1996-os években elfoglalták a fák, majd 1997 és 1999 között a felszínhez hozzánőtt oldal- és övzátóny-sorokat hódította meg a vegetáció. A *B/d*-részegység a legfiatalabb felszínek közé tartozik, amely a már meglévő részegységekhez forrt hozzá és a fák 2002-2004 között stabilizálták a felszínét. Az *B/f*-részegység 2003-ban még egy parthoz simuló hosszan elnyúló zátónyként szerepelt, viszont a dendrológiai felmérés feltárta, hogy a délnyugati vége egy 1990-ben már kialakult sziget volt, amely a jelenleg hosszan elnyúló sziget magját képezi. Az alapját valószínűsíthetően az 1989-ben levonult árvizek rakhatták le, majd a Donja Dubrava-i vízerőmű vízvisszatartása

következtében alászálló vízszintek következtében megjelentek a felszínén a fás szárú növények, melyhez a továbbiakban oldalzátonyok kapcsolódtak. A sziget jelentősebb része azonban csak a 2000-2006-os évek között stabilizálódott, melyet 2011-ben már 1,7 ha területen borított fás vegetáció és jelentős területű zátonyok voltak hozzájárva (1 ha), amelyeken már lágyszárú növényzet jelent meg. Az övzátony-felszín és a sziget között húzódik egy mellékág ($W_{\text{átl}} = 13$ m), amely – a külső ív dinamikus fejlődésével párhuzamosan – valószínűleg ki fog száradni, így az *B/f*-részegység hozzá fog nőni az övzátony-felszínhez.

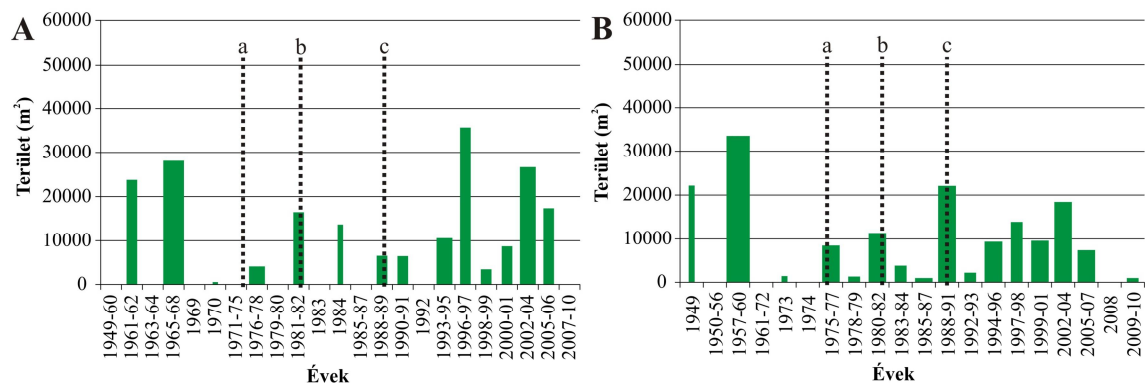
A *C*-egység a legkülső, kopár kavicsos övzátonyt foglalja magába (1,7 ha), partélének hossza 440 m, míg legnagyobb szélessége 2011-ben 75 m volt. A magasabb részét már stabilizálták a fák, így itt egy sziget (0,2 ha) jött létre. A többi kanyarulatban formálódó legkülső övzátonytól eltérően, nem húzódott végig az övzátony-felszín külső peremén. Ez a forma tükrözi, hogy miként épül fel egy kanyarulat, a mozaikosan egymáshoz épülő szigetszerű formák és övzátonyok összeolvadásából.

A bolhói kanyarulat a külső ív pusztulása és az övzátony-sorok épülése, illetve irányultsága alapján folyamatosan észak és északkeleti irányba nyúlik meg.

A heresznyei és a bolhói kanyarulatok kialakulásának és fejlődésének sajátosságai:

- A heresznyei és a bolhói kanyarulatok a Donja Dubrava-i és a golai kanyarulatoktól eltérően alakultak ki, hiszen ezek nem egy – a vízszintsüllyedések hatására megszűnő – medertágulatban, hanem egy közel egyenes szakaszból kezdtek kifejlődni, a sodorvonal áttevődése révén, már egy beágyazódottabb mederben. Így az itt található felszínek jóval idősebbek, hiszen a legöregebb megfűrt fa Heresznyénél 1961-ben, míg Bolhónál 1949-ben telepedett meg, ugyanakkor a Donja Dubrava-i és golai kanyarulatok belső ívén megtalált legidősebb fák 1975-ben és 1985-ben. A két legelső mintaterületen tehát a kanyarulatfejlődés már korábban megindult.
- A heresznyei és bolhói kanyarulatokban az övzátony-felszínek folyásirány felőli alsó vége kevésbé nyitott. Ez a zártabb alsó csúcs is azt támasztja alá, hogy a külső ívük is eltérően, nem a teljes hosszában formálódik, így az övzátony-felszín épülése sem olyan dinamikus, mint a Donja Dubrava-i és golai mintaterületeken.
- A heresznyei és a bolhói kanyarulatok övzátony-felszínének part felőli peremén magas tereplépcsők futnak, amelyeken a legidősebb fák találhatóak, tehát ez lehetett a Dráva egykori partéle. Ezekhez a tereplépcsőkhöz képest a Dráva felé hirtelen, majd fokozatosan lejt az övzátony-sor felszíne (itt azonban nem volt lehetőségem a magasságot bemutató keresztmetszelvények felvételére), amely az intenzív bevágódást támasztja alá.
- A Heresznye mellett található övzátony-felszín formálódásának időszakai a bolhói kanyarulat épülési periódusaival többnyire egybe esnek, és a varasdi vízerőmű üzembe lépése előtti időszakban mindkét felszínen jelentős területeken jelentek meg a fák (5.48. ábra). A bolhói övzátony-felszín felépülése azonban jóval korábban kezdődött el, hiszen a fásszárú növényzet 1949-ben (2,2 ha) és 1957-1960 (3,3 ha) között hódította meg a legnagyobb kiterjedésű területeket. Az 1975 előtti időszakban Heresznyénél is jelentős területek (5,2 ha) indultak beerdősülésnek, szinte kizárólag az 1960-as években. Míg Heresznyénél 1975-1989 között foglalták el a fák a legkisebb kiterjedésben és intenzitással a zátonyfelszíneket, addig Bolhónál ebben az időszakban szinte folyamatos volt a vegetáció megtelepedése. A Donja Dubrava-i vízerőmű felépülését követően, amelynek hatására egyre több zátonyfelszín került a vízszint fölé – a Donja Dubrava-i és a golai mintaterületekhez hasonlóan –, jelentős területeket hódítottak meg a fák, hiszen csak néhány évben nem stabilizálódtak újabb felszínek, tehát az időszak döntő többségében megfelelő feltételek (hosszú kisvízes időszak, szárazzá váló zátonyfelszínek) álltak rendelkezésre. A heresznyei és bolhói övzátony-felszínek mérsékeltabb épülését az is tükrözi, hogy itt a 2006-2007-es években volt az utolsó jelentős felszín stabilizálódási

időszak, miközben a felső kanyarulatokban a 2009-2010-es években is állandósultak felszínek. Ráadásul a Donja Dubrava-i és golai kanyarulatok dinamikusabban formálódnak, hiszen ott a külső ív teljes hossza fejlődik, miközben a heresznyei és a bolhói kanyarulatok mérsékeltebben formálódnak a magaspart, illetve a külső ív partbiztosítása miatt.



5.48. ábra. A különböző években stabilizálódott felszínek területi kiterjedése a heresznyei (A) és bolhói (B) övzátóny-felszíneken (a: varasdi eromű; b: cakoveci eromű; c: Donja Dubrava-i eromű)

- A legfelső három kanyarulat (Donja Dubrava, Gola, Heresznye) folyásirányban lefelé nyúlik meg, illetve fordul el. A sodorvonal ugyanis egyre nagyobb szögben éri a külső ívek alsó szakaszát, ráadásul a heresznyei kanyarulatnál a magaspart lassabb hátrálása ezt a térbeli mintázatot még inkább felerősíti. A bolhói kanyarulat viszont inkább folyásirányban felfelé vagyis sokkal inkább oldalirányban nyúlik meg a külső ív középső szakaszán lévő partbiztosítás miatt. Így a külső ív felső szakasza hátrál, melyet a C-egység épülése is mutat, tehát ez a kanyarulat egyre csúcsosabbá válik és akár egy antropogén hatás által módosított, összetett növekedésű kanyarulatá is fejlődhet, ha a jelenlegi fejlődési irány folytatódik.

5.6. A Dráva meder fonatosságának és kanyargósságának tér- és időbeli változásai

A Mura és a Duna közötti Dráva szakasz morfológiájában jelentős változások mentek végbe az elmúlt közel 130 évben, melyben jelentős szereppel bírtak a folyót ért antropogén hatások. A meder morfológiai átalakulása részben a szabályozásokhoz, részben a vízeroművek hatásához köthető.

A 19. századi szabályozások során néhány nagyobb kanyarulatot levágtak és hosszabb szakaszokon kiegyenesítették a folyót. Ennek következtében nagyméretű ártéri és valódi szigetek jöttek létre (ld. 5.2.fejezet), így amellet hogy több ágra osztották a medret, a vízfelület kiterjedését és a meder szélességét is megnövelték. Ezen direkt hatások következtében a meder mintázata is megváltozott, amelynek tér- és időbeli vizsgálatát a kanyargósság és fonatosság segítségével elemzem. Ezek a paraméterek szorosan összefüggnek a meder és a szigetek alakulásával, hiszen együttesen alkotják magát a medermintázatot.

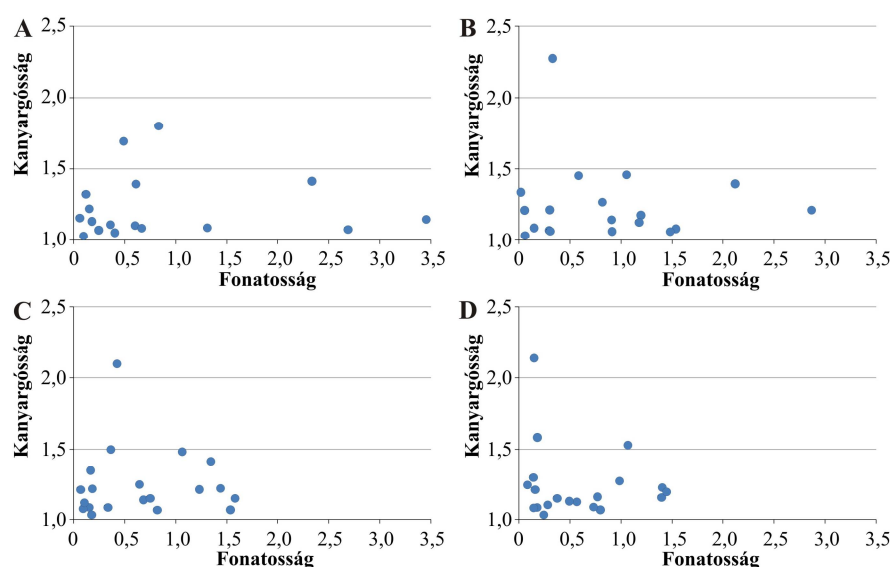
A fonatosság és a kanyargósság vizsgálatakor az 1882-es helyzetet tekintem kiinduló állapotnak, bár ekkor már több kanyarulatot is átvágtak és ezeken a szakaszokon még a régi és az új folyóág is aktív volt.

A teljes szakaszt 1882 és 2007 között vizsgálva megállapítható, hogy míg a fonatosság jelentősebb mértékben változott – hiszen az átlagos fonatossági index folyamatosan csökkent –, addig az átlagos kanyargósság nem változott (5.21. táblázat).

5.21. táblázat. Az átlagos fonatosság és kanyargósság mértéke a különböző szakaszokon 1882 és 2007 között

	Felső szakasz		Alsó szakasz		Teljes szakasz	
	Fonatosság	Kanyargósság	Fonatosság	Kanyargósság	Fonatosság	Kanyargósság
1882	1,73	1,37	0,38	1,19	0,86	1,24
1968	1,39	1,37	0,60	1,19	0,85	1,24
1979	1,06	1,36	0,49	1,19	0,66	1,24
2007	0,96	1,33	0,42	1,20	0,58	1,24

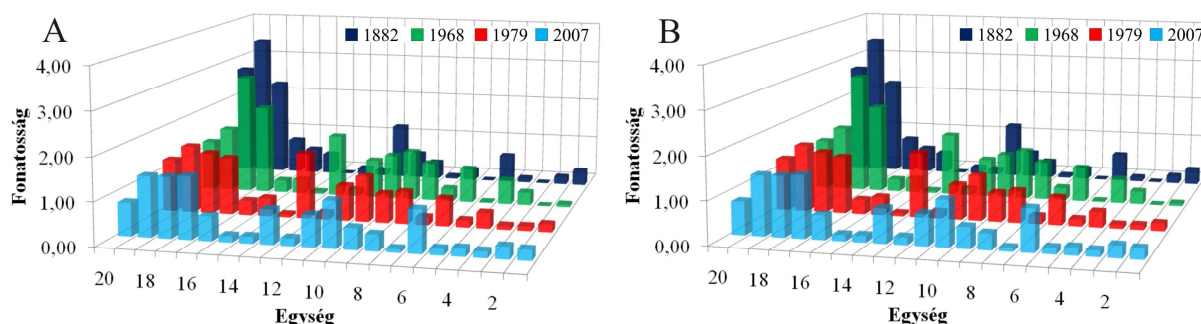
Az egyes felmérések idején az egységekhez tartozó fonatossági és kanyargóssági értékeket figyelembe véve hasonló tendencia figyelhető meg (5.49. ábra). mintázatot mutattak.



5.49. ábra. A fonatosság és a kanyargósság értékei a Dráva egységeiben 1882 és 2007 között (A: 1882; B: 1968; C: 1979; D: 2007)

Az 1882-es felméréskor egy egység fonatossága a 3,5-ös értéket is megközelítette – ami Garde (2006) szerint intenzív, de ritkán előforduló fonatosságot jelez –, addig az idő előrehaladtával eltűntek a magas fonatossági értékek és 2007-re már az 1,5-öt sem haladta meg egyik egységben sem. Ezzel szemben a kanyargósságnál nem figyelhető meg a szélsőértékek eltűnése, ugyanis mindegyik felmérés idején voltak olyan egységek, amelyek meanderező

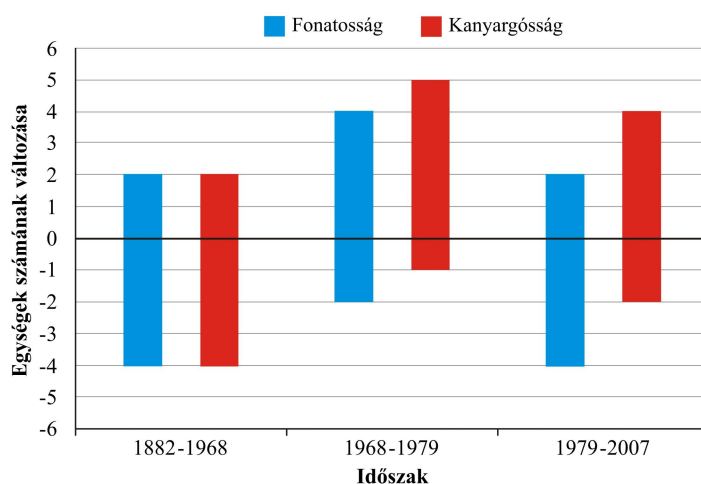
A fonatosság és kanyargósság értékei nem csak időben, hanem térben is változtak (5.50. ábra).



5.50. ábra. A fonatosság (A) és a kanyargósság (B) alakulása a Dráva egységeiben 1882 és 2007 között

A *felső szakaszon* (20-15. egységek) találjuk a nagyobb értékeket, mely összefügg azzal, hogy itt mindig is szélesebb meder volt jellemző, hiszen a nagyobb számú sziget miatt több ágra szakadt a meder. A felső szakaszon – a teljes szakaszhoz hasonlóan – folyamatosan mérséklődött az átlagos fonatosság értéke, hiszen 45%-kal csökkent 2007-ig 1882-höz képest. Ezzel párhuzamosan a kanyargósság átlagos értékei ugyan kis mértékben csökkentek, viszont még így is a kanyargós mintázatba volt sorolható az elmúlt közel 130 évben a felső szakasz.

Az 1882 és 1968 közötti időszakban többségben voltak azok az egységek, ahol csökkent a fonatosság és a kanyargósság mértéke is (5.51. ábra).



5.51. ábra. A *felső szakaszon* (20-15. egységek) az 1882 és 2007 közötti időszakban a fonatosság és kanyargósság értékeinek változásai az egységek számában történt növekedés vagy csökkenés mentén

Ekkor a kanyarulat-átvágások után, a kiszélesedett mederben elindult a természetes, kanyargós állapot helyreállása. A vízerőművek vízviszatarító hatása miatt 1968-1979 között a felső egységek zömében nőtt a fonatosság. Ez összefügg a varasdi erőmű üzembe lépésével, hiszen a süllyedő vízszintek miatt egyre több zátonyfelszín válhatott szárazzá és jöhettek létre szigetek, melyek a fonatosság mértékét meghatározzák. Így ellentétes választ adott a folyó, két különböző hatásra, melyek egymást ki is olthatják, illetve fel is erősíthetik. Egy kanyarulat-átvágás következtében ugyanis a kiszélesedő, mederben megjelenő zátonyok, illetve szigetek több ágra osztják a medret, így a fonatosságot növelik. A vízszintek csökkenése ezt ugyan egy bizonyos határig tovább erősíti, viszont a szigetek el is kezdenek a parthoz sodródni és az alászálló vízszintek miatt egy egységesebb, egy ágú meder jön létre, melyben a kanyargósság erősödik fel.

A kanyargósság változása azonban jóval jelentékenyebb volt, hiszen a felső hat egység közül csak egyben csökkent a mértéke 1979-ig az 1882-1968 közötti állapotokhoz képest. Az, hogy több egységben növekedett a kanyargósság a széles mederben felépülő övzátonyokkal és az övzátony fejből kialakuló szigetekkel magyarázható. A kanyargóssági index növekedése összefüggést mutat a felépülő horvátországi vízerőművek hatásával, hiszen ahogy elkezdtek csökkenni a vízszintek (1975-ben a varasdi vízerőmű üzembe lépése), úgy a meder átalakulása is elindult. A csökkenő vízszintek hatására a zátonyok szárazulatra kerültek, így szigetekké alakultak, ami a fonatosságot növelte. Ezzel párhuzamosan a nagyobb szigetek a partba olvadtak és az elkeskenyedő meder pedig elkezdett kanyarogni. A legutolsó, 1979 utáni időszak fonatosságának és kanyargósságának alakulása összefüggést mutat a meder szélességviszonyainál és a szigetek alakulásánál tapasztaltakkal, azaz egyre egységesebbé és egyágúvá, így morfológiailag szegényebbé vált a meder.

Ha adott egységek szintjén tovább bontva vizsgáljuk meg a fonatossági és kanyargóssági értékek alakulását, már jelentősebb eltéréseket figyelhetünk meg. Az 1882-es felméréskor a

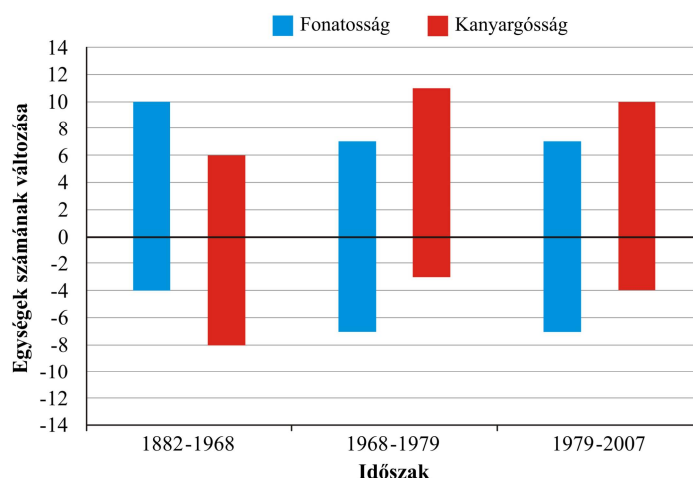
20-18. egységekben magas fonatossági értékek jellemezték a medret (2,33-3,45), mivel ekkor jelentős számú sziget volt a több ágra bomló mederben. A fonatosság ugyan nem folyamatosan, de lecsökkent 2007-ig, mert ekkor ezekben az egységekben 0,77 és 1,41 közötti értékek jelentkeztek, mely összefügg Drávát ért antropogén hatásokkal. A felső szakaszon a 19. egység azért is érdekes, mivel itt találjuk a legmagasabb fonatossági értéket (3,45) az egységek közül – igen intenzív fonatosságot tükrözve –, amely viszont jelentősen lecsökkent 2007-ig (1,4-re). A kanyargósság mértéke azonban a 19. egységben nem változott olyan jelentősen, mint a fonatosság. Ez pedig azzal magyarázható, hogy annak ellenére, hogy ezt az egységet az 1882-es felméréskor szigetekkel sűrűn szabadalt több ágra bomló meder jellemezte, egy határozottabb főág is elkülönült. Ezt pedig a kanyargós mintázat is tükrözte, hiszen korábban a Dráva többnyire kanyargós mintázatú volt. Amely megjelenik a kanyargósság értékeiben is, mivel alig változott a 19. egységben 1882 és 2007 között (1,08 és 1,15 között mozgott).

Lefelé haladva a felső szakaszon a 17-15. egységekben az 1882-es felméréskor igen alacsony volt a fonatosság mértéke (0,49-0,83), tehát egyágú medret mutatott, amelynek kanyargóssága magas értékeket vett fel, hiszen két egységben is meanderező kategóriát (1,69-1,8) mutatott az értéke. Ez leginkább a 17. egységben figyelhető meg, ahol a fonatosság mértéke alacsony (0,83), míg a kanyargósság magas (1,8 meanderező) volt az 1882-es felméréskor. Ekkor a kanyargós mederben már medertágulatok is előfordultak. Sőt az egység alsó szakaszán két átvágott kanyarulat helyezkedett el, ahol a vezérárkokkal kiegyenesített szakaszok mellett még az eredeti meder is aktív volt. Ezek együttes hatásaként fordulhatott elő, hogy amellet, hogy meanderező mintázatú volt az egység, ugyan csak kis mértékben, de a fonatosság is jellemezte. Így 17. egységben a kanyarulat átmetszések hatására bár még jelen volt a kanyargós mintázatú meder, de a kialakuló tágulatokban létrejött szigetek a fonatosság mértékét növelték. Az 1882-es felmérést követően a 17. egységben a fonatosság mértéke elkezdett növekedni. A legnagyobb értéket (2,12) 1968-ban vette fel, miközben a kanyargóssága lecsökkent (1,39), viszont még így is kanyargós mintázat jellemezte. Így a több ágra szakadó meder morfológiája inkább a fonatosság irányába mutatott, hiszen egyre nőtt a fonatosság értéke 2007-ig, míg a kanyargósság mérséklődött, bár az egység még így kanyargós mintázatú volt.

Az *alsó szakaszt* (14-1. egységek) mindegyik felmérés idején igen alacsony (jóval 1,0 alatti) átlagos fonatossági index jellemezte. A meder főként egyágú volt, hiszen az alsó szakaszon mindig is alacsony volt a szigetszám. A felső szakasszal ellentétben, itt 1882 után növekedett az átlagos fonatosság, majd 1968 után csökkent és 2007-ben közel olyan értéket vett fel, mint 1882-ben. Ennek oka abban keresendő, hogy a 19. század végére az átvágásokkal kiegyenesített szakaszokban megnövekedett esés és munkavégző képesség miatt a meder elkezdett kiszélesedni és a többlet hordalék lerakódott a medertágulatban, így zátonyok, majd ezekből szigetek épültek fel. Ennek következtében pedig több ágra szakadt ezeken a rövid szakaszokon a meder és a fonatossága növekedett. Viszont 1968 után a lecsökkenő vízszintek következtében a szigetek elkezdtek egymás és a part felé közeledni, ezzel pedig az alsó szakasz átlagos fonatossági értéke is mérséklődött, hiszen egyre kifejezettebbé és egyágúvá vált a meder. Ha egységek szintjére bontjuk le, már változatosabb képet kapunk, mivel az alsó szakasz egységeinek zömében növekedett a fonatosság (5.52. ábra).

Ezzel párhuzamosan a kanyargósságnál nem jelentkezett ilyen nagymértékű változás, bár nyolc egységben csökkent az értéke, míg a maradék hat egységben növekedett. Ez az eredeti kanyargós mederszakaszok továbbfejlődéséből, illetve a korábbi kanyargós mintázathoz való visszatérésből adódhatott. Az 1968-as állapot után egészen 2007-ig a fonatosság alakulásában lényegében egy egyensúly állt be, hiszen az alsó szakasz egységein 50-50%-ban nőtt, illetve csökkent a fonatosság. Ezzel szemben a kanyargósság az egységek nagy részében emelkedett.

Ez azzal magyarázható, hogy a fonatosság mértékének növekedése csak az adott egységekben lévő medertágulatokban kialakuló szigetek megjelenéséhez köthető leginkább (pl. 13. egység), míg a kanyargósság szinte az egész szakaszt jellemezte.



5.52. ábra. Az alsó szakaszon (14-1. egységek) az 1882 és 2007 közötti időszakban a fonatosság és kanyargósság értékeiben történt változások az egységek számában történt növekedés vagy csökkenés mentén

A felső szakaszhoz hasonlóan itt is voltak jellegzetes egységek, ahol nagymértékű változások mentek végbe. Adott egységek szintjén tanulmányozva elmondható, hogy az 1882-es felméréskor voltak olyan egységek (14., 6. és 3.), ahol nem lehetett értelmezni a fonatossági indexet, hiszen nem voltak szigetek a mederben. A kanyargóssági értékek a 14. és a 3. egységben (1,12 és 1,07) kanyargós mintázatot tükröznek, míg a hatodik egységben 1,82 volt a kanyargósság mértéke, amely már dinamikus meanderező mintázatot mutat. Az 1882-es felmérést követően a 10-4. egységek között, a szélsőségesen magas kanyargósságú (például a 6.) egységektől eltekintve, nem figyelhető meg jelentős változás, mivel 1968-ra kialakult egy meder, amely lényegében 2007-ig hasonló maradt. Azaz a 10. egységtől folyásirányban lefelé egyre magasabb volt a kanyargósság mértéke, és ez az idő előrehaladtával is így maradt.

A 10. egységben 1882 után kismértékben ugyan, de 1,0 fölé emelkedett a fonatosság, majd alig változott 1968 és 2007 között. Ezzel egyidőben nőtt a kanyargósság mértéke, sőt dinamikus kanyargósság jellemezte, hiszen közel 1,5 volt az értéke, majd 2007-re meanderezővé is vált a meder a kanyargóssági index szerint. Az 1882-es felmérésen egy átvágott kanyarulat szerepelt, amely dinamikus fejlődésnek indult, így növelve az egység kanyargósságát.

A 3. egységtől a torkolatig nem történtek jelentős változások. Az 1882-es felmérésen itt már egy viszonylag egyenes és beágyazódott meder szerepelt és 1968-ig egy kanyarulat átvágással még inkább mérséklődött a meder kanyargóssága. A fonatosság értéke igen alacsony volt (max. 0,36), de előfordult, hogy nem is volt értelmezhető, hiszen nem voltak szigetek a mederben.

Összességében jellemző, hogy az 1968-as felmérésig a fonatosság és a kanyargósság mérséklődött a felső szakaszon, míg az alsó szakaszon a fonatosság emelkedett, de a kanyargósság csökkent. Az 1968 utáni időszakokban egyre csökkent a fonatosság és leginkább a felső szakasz alakult át 2007-ig, hiszen az egyre szűkülő meder, illetve csökkenő szigetszám következtében – mivel a szigetek egyre inkább a partba olvadtak – egy keskenyebb és egységesebb meder alakult ki. Az alsó szakaszon ez nem volt olyan jelentős, hiszen itt mindig is keskenyebb, főként egy ágból álló volt a Dráva, így kevésbé alakult át,

mint a felső szakasz. A kanyargósságnál a legjelentősebb változások az 1882-es felmérés után jelentkeztek. 1882-ben ugyanis leginkább a felső szakaszt jellemezték magas értékek, hiszen az alsó szakaszon nagyobb számú kanyarulat átvágás történt, amellyel kiegyenesítették a medret, így ott inkább alacsonyabb értékeket találunk. Ezzel egyensúlyát veszítette a folyó és a korábbi állapotának visszaállítására törekedett. A vízszintek lesüllyedése is párosult ehhez, mely még inkább a medermorfológia átalakulásának irányába hatott, így tovább bomlott az egyensúly.

Az 1968-as felméréstől kezdve inkább az alsó szakasz több egységén dominált a kanyargósság. Ez pedig összhangban van a vízfelszín területénél, a meder szélességénél és a szigeteknél tapasztaltakkal, hiszen a felső szakasz szélesebb és szigetekkel sűrűbb szabdalt medrű volt, míg az alsót egy határozottabb főág jellemezte. A vizsgált időszakban a teljes szakaszra jellemző volt az egységesedő és lekeskenyedő meder. Mivel a szűkebb mederben a sodorvonal is egyre kifejezettebbé vált, ezért a szabadon fejlődő – direkt emberi hatásoktól mentes – szakaszokon dinamikus kanyarulatfejlődés indulhatott meg, így a kanyargós mintázat erőteljesebbé vált.

6. ÖSSZEFOGLALÁS

A Dráván jelentős hidro-morfológiai változások mentek végbe az elmúlt két évszázadban, amelyek párhuzamba állíthatók a folyót ért antropogén beavatkozásokkal. A 19. századi szabályozási munkálatok során végzett kanyarulat-átvágások és a 20. századi vízerőmű építések, illetve mederrendezések következtében átalakult a folyó hidrológiája, illetve ezzel összefüggésben a meder morfológiája is.

6.1. A Dráva hidro-morfológiai változásai a 19. század végétől napjainkig

A vízállás és vízhozam adatsorok alapján megállapítható, hogy 1901 óta jelentősen megváltozott a Dráva horvát-magyar szakaszának vízjárása, ami az éves jellemző vízállásokban és vízhozamokban, ezek tartósságában, az árvizes napok számában és az árhullámok visszatérés idejében, sőt a havi és napi vízállások alakulásában is megjelent. A változások szoros összefüggésbe hozhatóak a folyó felső szakaszán felépült vízerőművek és a hozzájuk kapcsolódó tározóterek víz és hordalék visszatartásával, így a vízszint és ezáltal a munkavégző képesség módosító hatásával. Az erőműveknek köszönhetően erőteljesen szabályozottá vált a lefolyó víz mennyisége és jelentősen lecsökkentek a vízszintek és vízhozamok. A Dráva hidrológiája tehát egyre jobban módosult, különösen akkor, amikor a legalsó 3 horvátországi vízerőmű megépült, amelyek közül a legalsó 1989-ben átadott Donja Dubrava-i létesítmény fejtette ki a legnagyobb hatást a Dráva hidro-morfológiájára. Ezek a hatások jellegükben hasonlítanak Petts és Lewin (1979) által az egyesült királysági folyókon megfigyelttel, de Wilcock et al. (1996) és Kondolf (1997) is hasonlókat írtak le az Egyesült Államokban végzett kutatásaik során.

A Dráva hidro-morfológiájának vizsgálatát nehezítette, hogy míg a vízrajzi adatok 1901 óta álltak rendelkezésre, addig a morfológia alakulását már 1882-től kezdve elemezni tudtam, bár sajnos időben egyenetlenül hozzáférhető felmérések/felvételek alapján.

Az első időszakban, **1882-1968** között az emberi hatásoknak igen markáns szerepe volt. Az *1901-1917-es* években, amikor még nem épültek vízerőművek a Dráván, trendszerű változások nem jelentkeztek a jellemző vízállásokban, csupán a csapadékosabb és nedvesebb évek váltakozásai jelentek meg. A vízállások tartósságánál a szélső értékek alakulását megvizsgálva megállapítható, hogy 0 cm alatti vízállások 1918-ig nem is fordultak elő. Az éves nagyvizek pedig majdnem minden évben a barcsi mederkitöltő vízszint (420 cm) fölé emelkedtek és a vizsgált időszak 5,6%-ában tartósan jelen is voltak. Ekkor az árvizek átlagosan 4,8 hónaponként jelentkeztek. Több évben 30 napot is meghaladta az árvizes napok száma, sőt 1910-ben 39 napos árhullám vonult le a Dráván. Igen lényeges hidrológiai változásra mutat rá az a tény, hogy az 1901-1917 közötti igen rövid időszakban több árvizes nap volt a barcsi szelvényben (összesen 349 nap, átlagosan 20,5 nap/év), mint az 1918 és 2014 közötti, jóval hosszabb időszakban (összesen 307 nap, átlagosan 3,2 nap/év).

A legelső vízerőmű üzembe lépése (1918. Fala) után elkezdődött a vízjárás módosulása, ami az *1918-1941-as* időszakban tovább folytatódott. Vizsgálataim szerint a jellemző vízállások 62-69 cm-rel lecsökkentek, miközben a vízállások tartóssága is módosult, hiszen míg az 1918 előtti időszak felében a 263 cm-nél alacsonyabb vizek domináltak, addig utána már a 199 cm alattiak. Jelentősen csökkent az éven belüli árvizes napok száma és rövidültek az árhullámok is (leghosszabb már csak 17 napos volt), sőt kétszer olyan ritkán jelentkeztek (8,4 havonként), mint a falai vízerőmű üzembe lépése előtti években. Az *1942-1967* közötti időszakban további jelentős hatás érte a Drávát, hiszen ekkor 9 vízerőmű épült a felső szakaszán. A kis és közepes vízszintek tovább süllyedtek a korábbi időszakokhoz képest átlagosan 70-71 cm-rel, míg a nagyvizek átlagosan 22 cm-rel. Az alászálló vízszinteket kiválóan tükrözi a közepes vizek szintje, hiszen 1942-1967 között hasonló tartományban

mozogtak (101-286 cm), mint 1918 előtt a kisvizek szintje (97-200 cm). Mindennek következtében egyre nagyobb mértékű változások jelentkeztek a vízjárásban, ami az irodalmi adatok alapján (ld. Brandt 2000, Graf 2006) jelentős hatással van a mederre és a benne lévő képződményekre.

Ennek megfelelően az 1882 és 1968 közötti időszakban komoly átalakuláson ment át a meder, annak ellenére, hogy az 1882-es felmérésen már kanyarulat-átvágások is megfigyelhetők, tehát a meder már ekkor sem volt természetes állapotú. Ebben a közel 90 évnyi időszakban a vízfelszín területe a teljes szakaszon több mint 3000 hektárral lett kisebb (39,4 ha/fkm-ről 26,9 ha/fkm-re), a meder átlagos szélessége pedig 513 méterről 361 méterre csökkent, ami átlagosan 1,8 m/év szűkülési ütemnek felelt meg.

Ezek a drasztikus változások a szigetek átalakulásával is összefüggésbe hozhatók. A valódi, többnyire zátonyból létrejött szigetek száma és összterülete megnőtt 1968-ig a teljes szakaszon. Ezzel szemben az ártéri szigetek száma és területe több mint a felére csökkent, ami már mutatja a kapcsolatot a szigetek partba olvadása és a meder szélességviszonyainak alakulása között. A sodorvonalat megosztó szigetek száma szinte alig változott, de a parthoz vagy másik szigethez simuló formák száma növekedett, hiszen a csökkenő vízszintek következtében a sodorvonal bevágódott, markánsabb főág alakulhatott ki, és a szigetek melletti mellékágak egyre inkább elveszítették vízutánpótlásukat, ami a széles és több ágra szakadó meder egységesebbé válását vetítette előre. A szigetek gyakoriságának megváltozása is ezt a folyamatot tükrözi, hiszen a teljes vizsgált szakaszon az egymással átfedésben lévő szigetek száma mérséklődött (90 db-ról 86 db-ra), míg a sűrűn elhelyezkedőké növekedett (82 db-ról 101 db-ra). Mivel a keskenyedő mederben fizikailag csökkent az esélye annak, hogy a szigetek egymás mellett épülhessenek fel, így egyre inkább egymáshoz képest folyásirányban eltolva jöttek létre. Ezzel mutat szoros kapcsolatot a szigetek megnövekedett megnyúlási indexe is (1882. 3,22; 1968. 4,30), hiszen a keskenyebb mederben sokkal intenzívebb lehet az erózió. A teljes szakasz átlagos fonatossága és kanyargóssága pedig lényegében nem változott 1882 és 1968 között.

A fenti adatok az egész szakaszra vonatkozó átlagok, ezért külön is megvizsgáltam a *felső (20-15. fkm)* és *alsó szakasz (14-1. fkm)* morfológiai változásait. A felső szakaszon is zsugorodott a vízfelszín (1882. 50,1 ha/fkm; 1968. 26,4 ha/fkm) és a meder is jóval keskenyebb lett, hiszen az átlagos mederszélesség 752 méterről 453 méterre csökkent. Ezzel szemben az alsó szakaszon nem volt ilyen nagymértékű a változás, hiszen a vízfelszín területe 34,1 ha/fkm-ről 27,2 ha/fkm-re csökkent, míg az átlagos mederszélesség 410 m-ről 322 m-re. A vízfelszín területének és a mederszélesség csökkenésnek üteme jelentősen eltért a felső (22 ha/év, illetve 3,5 m/év) és az alsó (13 ha/év, illetve 1 m/év) szakaszon. Ebből kifolyólag a felső, eredetileg jóval szélesebb meder sokkal érzékenyebben és dinamikusabban reagált a folyót ért hatásokra. Amelyek közül vizsgálataim szerint leginkább, a csökkenő vízszintek játszották a legnagyobb szerepet 1968-ig. Ugyanakkor már ezekben a paraméterekben is megjelenik az alsó és felső szakasz különbözősége, mely az eltérő természetes tényezőknek (pl. hordalékhozam, mederanyag, esés) és a különböző mértékű emberi tevékenységeknek és azok hatástávolságának (kanyarulat-átmetszések, vízerőmű építés, mederrendezés) a következménye lehet.

A valódi és ártéri szigetek száma és területe is eltért a felső és alsó szakaszokon. A felső szakaszon a valódi szigetek száma kis mértékben mérséklődött (1882. 147 db; 1968. 136 db), illetve a területük is lecsökkent (1882. 1740 ha; 1968. 1644 ha). Ezzel szemben az alsó szakaszon nőtt a számuk (63 db-ról 101 db-ra) és az összterületük is (641 hektárról 868 hektárra). Ez azzal magyarázható, hogy az intenzívebben szűkülő felső szakaszon a partba olvadtak a szigetek, míg az alsón a kiegyenesített szakaszokon kialakult medertágulatokban létrejött zátonyokból egyre több sziget képződött. A jelentős átalakulások ellenére a felső szakaszon jóval több valódi sziget maradt a mederben, mint az alsón.

Az ártéri szigetek épp ellenkezőleg változtak a két szakaszon, ugyanis a felsőn eggyel több ártéri sziget jött létre, míg az alsó szakaszon a korábbi 23 ártéri sziget helyett már csak 5 maradt. Ez az alsóbb szakaszra inkább jellemző átmetszésekkel magyarázható, hiszen a kanyarulat-átvágások során keletkezett formák teljesen beleolvadtak a partba, ráadásul az alsó szakaszon a keskenyebb meder jóval látványosabban reagált ezekre a beavatkozásokra, így a süllyedő vízszintek után jóval egységesebbé is vált.

A szigetek fejlődési állapota is különbözött a felső és alsó szakaszon, hiszen míg a felsőn csökkent a sodorvonalban lévő szigetek száma (1882. 48 db; 1968. 20 db), addig az alsón emelkedett (17-ről 46 db-ra). A felső szakaszon a parthoz vagy másik formához simuló, illetve a részlegesen és teljesen partba olvadt szigetek száma pedig megnőtt. Ezzel szemben az alsón a parthoz simuló szigetek száma gyarapodott, viszont 1968-ig a részlegesen vagy teljesen parthoz kapcsolódott szigetekből kevesebb lett. Ez utóbbi két típus számának csökkenése nem áll teljes összhangban a meder keskenyedésével, de ez eredhet abból, hogy időközben már a parthoz simultak, vagy a vízrajzi atlasz feltérképezésekor csak a mederre és a benne lévő formákra helyezték a hangsúlyt. A szigetek gyakorisága is a felső és alsó szakasz átalakulását és eltérő morfológiáját mutatja. Az átfedésben és sűrűn elhelyezkedő szigetek száma lecsökkent a felső szakaszon 1968-ig, hiszen a meder is szűkült. Ezzel szemben az alsó szakasz, keskenyebb és szintén szűkülő medrében viszont épp ellenkezőleg alakult az átfedésben és sűrűn elhelyezkedő szigetek száma, hiszen növekedett a számuk, ami a kanyarulat-átmetszések miatt létrejött medertágulatokkal és a bennük felépülő szigetekkel magyarázható. A ritkán elhelyezkedő szigetek a felső szakaszon csak 1882-ben fordultak elő, de az alsón is négyről kettőre csökkent a számuk 1968-ig. A szigetek megnyúltabbá váltak a felső (1882. 3,02; 1968. 3,85) és az alsó szakaszon egyaránt (1882. 3,74; 1968. 4,79), amely szintén a leszűkülő mederrel, így a kifejezettebbé váló sodorvonallal áll párhuzamban.

Összességben a felső szakaszon csökkent, az alsón pedig nőtt a szigetek száma és területe, ami a felső szakasz intenzívebb szűkülésével és a szigetek parthoz közeledésével áll kapcsolatban. Ezt mutatja a fonatosság és kanyargósság alakulása is, hiszen a felsőn lecsökkent a fonatosság, míg az alsó szakaszon növekedett a mértéke. Ezzel szemben a kanyargósság mértéke nem változott egyik szakaszon sem. Ennek okát abban látom, hogy a kanyarulat-átvágások után már egy átalakított medernek határozhattam meg a kanyargósságát az 1882-es felmérés alapján, amely ugyan akkor már törekedett a kiszélesedett mederben a természetes kanyargós állapot visszaállítására, viszont a létrejött szigetek inkább a fonatosság irányába mutattak. Az alsó szakaszon a több valódi sziget kialakulása tehát a kanyarulat-átvágások során kiegyenesített szakaszokkal függ össze, annak ellenére, hogy a meder ezen a szakaszon is elkeskenyedett, ahogyan a jóval szélesebb felsőn is. Véleményem szerint a létrehozott egyenes szakaszokon megnőtt a Dráva vízsebessége, így az eróziós képessége is, amellyel többlet hordalékot termelt, miközben a partok pusztulása dinamikusá vált és kialakulhattak a medertágulatok. A megtermelt hordalékot képes volt elszállítani a folyó, így a medertágulatokban kialakulhattak a zátonyok, amelyek a vízszint-süllyedések hatására növényzettel borított szigetekké alakultak át. Így megnőtt a valódi szigetek száma az alsó szakaszon. Hasonló, a szabályozások után intenzívvé váló zátony- és szigetképződést írt le Kiss és Sipos (2007) a Maros alsó szakaszán.

Az **1968-1979-es** felmérések közötti rövid időszakban a vízszintek süllyedése tovább folytatódott, amely a meder és a benne lévő formák további átalakulását eredményezte. A Dráván ekkor két vízerőmű (1968 és 1975) is épült Horvátországban, melyek hatása a vízjárásban is szignifikánsan megjelent. Az **1968-1974** közötti évek hidrológiáját a feistritzi vízerőmű felépülése (1968) határozta meg, amelynek köszönhetően a kis és közepes vizek szintje alászállt, miközben ekkor mérték a legnagyobb vízszintet Barcsnál (1972. 618 cm). Ez az év azért is lényeges, mert 1968 és 1974 között csak ekkor vonult le árvíz (15 árvizes nap 3 árhullám során). Tehát 1968 után lényegében eltűntek az árvizek a Dráváról és legfeljebb csak

egy-egy csapadékosabb évben jelentkezhettek. Hasonló jelenséget, azaz a vízerőművek és a hozzájuk kapcsolódó tározók hatására egyre ritkábbá váló, illetve eltűnő árvizeket a kaliforniai Green-folyón is kimutattak (Grams és Schmidt 2005). A vízhozam adatok bár csak 1960 óta álltak rendelkezésre Barcsról, melyben már megjelent a vízerőművek hatása, hiszen 1968 után a kisvízi vízhozam $58 \text{ m}^3/\text{s}$ -al, míg a közepes vízhozam $166 \text{ m}^3/\text{s}$ -al csökkent az 1960-1967-es évekhez képest. A legjelentősebb változás ($-791 \text{ m}^3/\text{s}$) a nagyvízi vízhozamoknál jelentkezett, annak ellenére, hogy 1972-ben mérték a legnagyobb vízhozamot Barcon. Eredményeim szerint 1972 után hirtelen megemelkedett az adott (50 cm, 100 cm, 150 cm, 200 cm) vízszintekhez tartozó vízhozam, ami a meder bevágódását is mutatja. Ez kapcsolatban állhat az 1972-es magas vízállású és vízhozamú évvel, amikor a három levonuló árhullám kimélyíthette a medret, hiszen utána 1975-ig szinte alig változtak vízállásokhoz tartozó vízhozamok. A bevágódást felerősíthette, hogy ekkor már jelentkeztek a napi vízszintingadozásból adódó – napjainkban már igen markánsan megjelenő – mini árhullámok. Az 1968-ban üzembe lépő feistritzi erőmű hatására a napi maximális vízszintingadozás kismértékben megnövekedett az őrtilos (1966. 26 cm; 1970. 32 cm) és a barcsi vízmércén is (1966. 22 cm; 1970. 31 cm).

Az 1975-1981 közötti évek kis és közepes vízállásainál további süllyedés vagy emelkedés nem volt jellemző, bár a kis és közepes vízhozamok a varasdi erőmű üzembe lépését követően (1975) mérséklődtek. A nagyvizek szintje és hozama viszont nagymértékben csökkent, és csak 1975-ben lépett ki az árvíz a mederből (6 árvizes nap egy árhullám során). Látható, hogy a varasdi vízerőmű hatása már megjelent a vízjárásban, viszont még csak a nagyvizeknél és nagy vízhozamoknál. A vízállás-vízhozam adatpárok erre az időszakra is bevágódást jeleznek, míg például az 1968-1974-es években átlagosan $404 \text{ m}^3/\text{s}$ tartozott a 100 cm-es vízálláshoz, a varasdi erőmű üzembe lépése után ez $499 \text{ m}^3/\text{s}$ -re emelkedett, de a többi vízállásnál is ez a tendencia jelentkezett. Az 1972-es évben kimélyülő meder így továbbra is bevágódott. A vízállás tartósságoknál is megjelent az erőművek vízjárás kiegyenlítő hatása, hiszen a kisvizek egyre tartósabbá váltak, a nagyvizek pedig ritkábbakká. A varasdi erőmű üzembe lépésével már markánsabban jelentek meg a mini árhullámok, hiszen 1977-ben Őrtilosnál már 51 cm, míg Barcsnál 29 cm volt a napi maximális vízjáték. Így egyre jobban felborult a hidrológiai egyensúly, de ez a hatás folyásirányban lefelé mérséklődött, tehát leginkább a felső szakasz morfológiáján éreztette a hatását.

Az 1968-1979 közötti években tovább csökkent a teljes vizsgált Dráva szakasz vízfelszínének területe ($26,9 \text{ ha/fkm}$ -ről $23,9 \text{ ha/fkm}$ -re) és a zsugorodási üteme az 1968 előtti időszakhoz képest (35 ha/év) megduplázódott (63 ha/év). A legdinamikusabb keskenyedés ($3,6 \text{ m/év}$) ekkor jellemezte a Drávát, hiszen átlagos mederszélessége 361 méterről 321 méterre mérséklődött. Az 1882-1968-as időszakban elkezdődött vízfelület csökkenés és mederszűkülés nem csupán tovább folytatódott, hanem fel is gyorsult, ami szorosan összefügg az egyre épülő vízerőművekkel és a hatásokra leszálló vízszintekkel.

A valódi szigetek száma elhanyagolhatóan csökkent, míg az összterületük megnövekedett, akárcsak az ártéri szigeteké. Ennek oka a süllyedő vízállásokkal állhat kapcsolatban, hiszen a szigetek között húzódó mellékágak a bevágódó főágnál magasabbra kerültek, így megindult a szigetek összeolvadása és nőtt a méretük. A területnövekedésükhöz az is hozzájárult, hogy a szigetekhez kapcsolódó zátonyfelszínek szárazulattá váltak és stabilizálódtak. A szigetek mederbéli helyzetét alapvetően meghatározta a vízszint változása és a meder szűkülése, hiszen csökkent a sodorvonalban lévő (1968. 66 db; 1979. 59 db), illetve a parthoz vagy másik formához simuló szigetek száma is (1968. 132 db; 1979. 119 db). Miközben a részlegesen (1968. 28 db; 1979. 40 db) és teljesen partba olvadtaké (1968. 26 db; 1979. 30 db) nőtt, így azok a szigetek, amelyek akkor már másik szigethez, de főleg inkább a parthoz sodródtak, 1968 és 1979 között részlegesen vagy teljesen belenőttek a partba. A szigetek gyakoriságában is megjelenik a lesüllyedő vízszintek hatására egyre szűkülő és

egységesedő meder, hiszen az átfedésben lévő szigetek száma lecsökkent (1968. 86 db; 1979. 61 db), míg a sűrűn elhelyezkedők gyarapodtak (1968. 101 db; 1979. 109 db), elvégre a keskenyedő mederben inkább folyásirányban egymás után, mintsem egymás mellett jelentkeztek (ld. Wyrick és Klingeman 2011). Ezt a folyamatot felerősítette, hogy a korábban átfedésben lévők egymáshoz forrtak. A szigetek összeolvadását a teljes szakaszra jellemző megnyúlási index is tükrözi, hiszen a korábbi trend megfordult és 1968 után kerekdedebbek lettek a szigetek (átlagos megnyúlási index 4,30-ról 3,31-re nőtt) a teljes Dráva szakaszon. Ez azzal magyarázható, hogy a vízszintsüllyedés miatt a szigetek egyre inkább közeledtek egymáshoz és a parthoz, így a közöttük lévő ágak elvesztették vízutánpótlásukat. Ehhez társult a szigetekhez hozzánőtt és szárazulattá vált zátonyok stabilizálódása is, melyek együttes hatásaként a szigetek alakja inkább kerekdedebbé vált.

Az 1968-1979-es években a vízfelszín területe a *felső szakaszon* kevésbé csökkent (26,4 ha/fkm-ről 25,4 ha/fkm-re), mint az *alsó szakaszon* (27,2 ha/fkm-ről 23,2 fkm-re). Arányait tekintve a meder átlagszélessége a *felső szakaszon* kevésbé csökkent (453 m-ről 408 m-re) átlagosan 8,6 ha/év ütemben, mint az alsón (1968. 322 m; 1979. 283 m), ahol a szűkülés üteme 54,4 ha/év volt. A felső szakaszon a vízfelület ekkor zsugorodott a leglassabb ütemben a vizsgált 130 évben, miközben az alsó szakaszra tevődött át az intenzívebb területcsökkenés, ami ekkor volt a legnagyobb mértékű 1882 és 2007 között. Mindkét szakaszon a meder szűkülése a nagyobb szigetek partba olvadásából adódik, amelynek következtében 1968-ig egy jelentősen átalakult meder jött létre. Ezt segítette, hogy a szigetek mellett húzódó mellékágak már nem voltak olyan szélesek, mint 1882-ben, hamarabb eltömődhettek és feltöltődhettek. Az alsó szakasz drasztikus vízfelület zsugorodása és mederszűkülése azzal magyarázható, hogy itt 1968 után több olyan nagyméretű sziget volt, amelyek a partba olvadtak. A folyamat eredményeként pedig az alsó szakaszon az 1979-es felmérésig egy beágyazódott meder alakult ki.

A valódi szigetek jellemzői hasonlóan alakultak az 1968-1979 közötti években, mint korábban, hiszen a felső szakaszon lecsökkent a számuk (136 db-ról 126 db-ra) és az összterületük is (1968. 1644 ha; 1979. 1262 ha), míg az alsó szakaszon ennek éppen az ellentettje jelentkezett, azaz a számuk (101 db-ról 108 db-ra) és a területük is (868 hektárról 1520 hektárra) gyarapodott. A felső szakaszon, bár az ártéri szigetek száma (10 db-ról 7 db-ra) és összterülete (1138 ha-ról 1100 ha-ra) is csökkent, amely ekkor volt a legnagyobb. Ezek jellegükben különböztek az 1882-es, szinte kizárólag kanyarulat-átmetszés révén kialakult ártéri szigetekről, hiszen azok ekkorra már teljesen a partba olvadtak és az újonnan létrejövő formák főként a szigetek összeolvadásával vagy természetes lefűződéssel keletkeztek.

A szigetek mederbéli helyzete szinte teljesen ellentétesen alakult a két szakaszon, hiszen a felső szakaszon növekedett a számuk (1968. 20 db; 1979. 31 db), míg az alsó szakaszon csökkent (66 db-ról 59 db-ra). Míg a felső szakaszon az alászálló vízszintek mellett nagyobb eséllyel tudtak a szélesebb mederben a sodorvonalban felépülni a szigetek, addig az alsó szakaszon a lecsökkenő vízszintek a keskenyebb mederben, ezzel épp ellenkező folyamatot indítottak el. A felső szakaszon a parthoz vagy másik formához simuló és a teljesen partba olvadt szigetek száma lecsökkent, míg a részlegesen partba olvadt formák száma nőtt. Ez azzal állítható párhuzamba, hogy 1968-ig lecsökkent a sodorvonalban lévő szigetek száma, hiszen a mederszűkülés hatására a szigetek a parthoz közeledtek, illetve hozzásimultak. Ugyanakkor, miközben a felső szakasz a korábbinál keskenyebbé vált, – de az alsóhoz képest mindig szélesebb volt –, így a mederben elkezdődhetett egy szigetesedési folyamat, hiszen a csökkenő vízszintek lehetővé tették a zátonyok fákkal történő stabilizálódását. Ez a vízszintsüllyedés és az abból adódó mederszűkülés épp ellenkező folyamatot indított el 1968 után az alsó, ám keskenyebb szakaszon. Lecsökkent a sodorvonalban lévő szigetek száma, mellyel párhuzamosan a parthoz vagy másik szigethez, illetve a részlegesen és teljesen parthoz simuló formák száma gyarapodott. Az alászálló vízszintek miatt elkezdtek a szigetek

a part vagy másik forma felé sodródni, esetenként hozzá is nőttek. Hasonló jelenséget írt le Osterkamp (1998) a Plum Creek vízfolyáson, ahol a folyamatot a meder keskenyedése váltotta ki.

Mind a felső, mind pedig az alsó szakaszon csökkent az egymással átfedésben lévő szigetek száma a keskenyebb mederben. Míg a felső szakaszon nőtt, addig az alsón csökkent a sűrűn elhelyezkedő szigetek száma, hiszen itt a keskenyebb mederben egyre inkább kedvezőtlenebb feltételek jöttek létre a szigetek kialakulásához, illetve a meglévők is összekapcsolódtak. Az egyre keskenyedő meder és a kifejezettebbé váló sodorvonal alapján azt várhatnánk, hogy a nagyobb erőhatás miatt a szigetek megnyúlási indexe növekedett. Ennek azonban épp az ellenkezője jelentkezett a felső (3,85-ről 3,04-re) és az alsó szakaszon is (4,79-ről 3,65-re). Ez pedig az alászálló vízszintek miatt a szigetekhez hozzáfórt zátonyok megkötődésével, illetve az egymáshoz kapcsolódásuk révén kerekdedebbé váló jellegükkel magyarázható.

A fonatosság és a kanyargósság alakulása az 1968-1979-es időszakban is összefüggést mutat a szigetekben végbement változásokkal, hiszen ahogy a szigetek egyre inkább kezdtek a part vagy másik forma felé közeledni, úgy alakult át a meder is; a fonatosság mértéke csökkent az alsó és a felső szakaszon is. A meder kanyargóssága a felső és az alsó szakaszon is gyakorlatilag változatlan maradt. Az alsó szakasz ekkor még kevésbé volt kanyargós, hiszen itt jóval több átvágott kanyarulat volt, illetve a kiegyenesített meder és az abban létrejött tágulatok és a szigetek által meghatározott meder lassabban alakul át kanyargóssá.

Az **1979-2007** közötti időszakban a Dráva hidrológiájára további jelentős hatást gyakorolt a legalsó két horvát vízerőmű. Az 1982-1989 közötti években a cakoveci vízerőmű (1982) üzembe lépése után jelentkezett a legmarkánsabb vízszintsüllyedés (-53 cm), ami legfőképp a kisvizeket jellemezte. A vízszint jelentős alászállását mutatja az is, hogy ebben az időszakban a közepes vizek szintje alacsonyabbá vált, mint a kisvizek 1918 előtt. A Donja Dubrava-i vízerőmű felépülése (1989) után pedig – az *1990-2014* időszakban – a kisvizek az 1918 előtti „vízerőmű mentes” évekhez képest 268 cm-rel, a közepes vízállások 250 cm-rel, míg a nagyvizek 199 cm-rel lettek alacsonyabbak. Sőt az 1918 előtti időszakban csupán egy évben (1909. 97 cm) volt alacsonyabb a kisvizek szintje 100 cm-nél, addig 1990 után ezt a vízállást egyszer sem haladták meg a közepes vízszintek ($KöV_{max} = 87$ cm, 2014-ben). A nagyvizek szintje is tovább csökkent a cakoveci erőművet (1982) követően, amely folytatódott a Donja Dubrava-i létesítmény felépülés után is. Az 1982 és 2014 közötti időszakban csupán négy évben fordult elő árvíz és az árvizek átlagos visszatéri ideje is 4,5-15 évre növekedett. A vízhozamok is egyre egyenletesebbé váltak és ezzel párhuzamosan mind a vízállás, mind pedig a vízhozam tartósság görbéi is lefelé tolódtak. A vízállás tartósságok alakulása is jelentős változásokat tükröz, hiszen az 1918-1989 közötti időszakban 0 cm alatt csak ritkán (1-2%) mozgott a vízállás, míg 1990-1999 között 58%-ra nőtt, végül 2000 után a 70%-ot is megközelítette. A nagyvizeket is hasonló tendencia jellemezte, ugyanis a 420 cm-t meghaladó vízszintek tartóssága 1918 előtt még 5,6% volt és ahogy folyamatosan épültek a vízerőművek úgy váltak egyre ritkábbá. A cakoveci erőmű megépítése után nem jelentős mértékben, de tovább növekedtek a vízállásokhoz tartozó vízhozamok, ami mutatja, hogy a vízszintek csökkenésében nem csak a vízvisszatartás, hanem a bevágódás is szerepet játszott.

A vizsgált szakaszhoz a cakoveci vízerőmű 24 km-rel közelebb van, mint a korábban megépített varasdi, így a csúcsrajátatása már markánsabb, 20-30 cm-rel nagyobb napi vízszintingadozást generált, hiszen Őrtilosnál 73 cm-re, míg Barcsnál 63 cm-re emelkedett a napi vízszintingás. A Donja Dubrava-i vízerőmű üzembe lépését követően – amely Őrtilostól csupán 12 km-re helyezkedik el –, a napi mini árhullámok is erőteljesebben jelentkeztek. Őrtilosnál az átlagos napi vízjáték 77 cm-rel nőtt (max. 139 cm), míg a folyásirányban 82 km-rel lejjebb található barcsi vízmércén 30 cm-rel (max. 104 cm).

Az időjárási szélsőségeket jól mutatja, hogy 2014-ben egy igen magas (507 cm) árvíz volt vonult le a Dráván, amelyhez hasonló utoljára 1975-ben (579 cm) fordult elő.

A Dráván végbement vízszint süllyedés magyarázható a vízerőművek vízjárás szabályozó hatásával, a klimatikus tényezők megváltozásával (Kiss és Blanka 2012), illetve a meder bevágódásával.

Az 1979 és 2007 közötti időszakban a vizsgált Dráva szakaszon a vízfelszín tovább zsugorodott, viszont üteme 24 ha/évre lassult. A meder átlagos szélessége is tovább csökkent 321 méterről 256 méterre, de a szűkülés üteme meghaladta az 1968 előtti időszakban jellemző ütemet. Ezzel együtt a szigetek is változtak, hiszen míg a valódi szigetek száma tovább növekedett, addig a területük jelentősen zsugorodott (-39,7%), a szűkülő mederben csak kisebb szigetek tudtak kialakulni. A vízszintek alászállása az ártéri szigetek számának (közel felére) és területének (41%-al) mérséklődésében is megjelenik, hiszen folytatódott beleolvadásuk a partba és a főág bevágódása miatt a mellettük húzódó mellékágak is elhaltak. A kifejezettebb sodorvonal következtében lecsökkent a sodorvonalban lévő szigetek száma, míg a parthoz vagy másik szigethez simuló szigeteké jelentősen megnőtt (119-ről 173-ra), mellyel párhuzamosan a részlegesen partba olvadt szigetek száma is emelkedett. A teljesen partba olvadt szigetek száma ugyan kis mértékben csökkent, de még így is jelentős számban képviseltették magukat. Érdekes, hogy az átfedésben lévő szigetek száma szinte alig változott, azonban az egymás mellett sűrűn elhelyezkedő szigetek számának jelentős növekedése (109-ről 140-re) szintén a szűkebb mederrel mutat összefüggést. További fontos elem, hogy a ritkán elhelyezkedő szigetek száma megnövekedett, amely a meder egyosztatúbbá, keskenyebbé és morfológiailag szegényebbé válását tükrözi. A szigetek megnyúlási indexének növekedése is a kifejezettebb sodorvonalat, így a szigetek dinamikusabb pusztulását sugallja, amelyet jelez a sodorvonalban lévő szigetek számának csökkenése is. A szigetek számának csökkenése és partba vagy másik szigethez kapcsolódása a fonatosság mérséklődésében is megjelenik. A vizsgált Dráva szakaszon nem csak az 1979-es évhez képest, hanem szinte végig alig változott a kanyargósság átlagos értéke, így ezek alapján a Drávát vándorló medermintázatú (ld. Miall 1977, Timár 2005) folyóként lehet definiálni, az elmúlt közel 135 évben.

A korábbi időszakokhoz hasonlóan, ekkor is különbözött a *felső és alsó szakaszok* morfológiája. A felső szakaszon a vízfelszín területe tovább zsugorodott, de a folyamat üteme közel megduplázódott. A meder átlagos szélessége is jelentősen csökkent (408 méterről 275 méterre), bár a szűkülés csak némileg gyorsult fel az 1968-1979-es időszakhoz képest. Ezzel szemben az alsó szakasz vízfelszín területének mérséklődése és a meder keskenyenedése nem csak a felső szakaszhoz képest volt lassabb, hanem az egész vizsgált 114 év alatt. A vízfelszín közel fele (7,6 ha/év) olyan lassan szűkült, mint 1968 előtt (13 ha/év), viszont több mint hétszer lassabban, mint 1968 és 1979 között (54,4 ha/év). A meder átlagos szélessége 283 méterről 248 méterre szűkült (1,3 m/év ütemben), amely közel harmada volt a korábbi szűkülésnek (1968-1979 között 3,6 m/év). Az, hogy az alsó szakasz jóval lassabban szűkült az 1980-as években elinduló mederrendezésekben keresendő, ugyanis ekkor a hajózás biztosítása érdekében itt egy egységes főmedret kezdtek kialakítani partbiztosítások és terelőművek építésével. Tényszerű, hogy a vízfelszín itt is zsugorodott és a meder keskenyedett, amely alászálló vízszintekkel és az ezzel együtt járó bevágódással függ össze. A 2007-es felmérés idejére a felső és alsó szakasz hasonlóvá vált, hiszen a vízfelület kiterjedése (felső szakasz 20,1 ha/fkm; alsó szakasz 21,7 ha/fkm) és az átlagos mederszélesség (felső szakasz 275 m; alsó szakasz 248 m) között jelentősen lecsökkentek a különbségek.

A teljes vizsgált Dráva szakasz egységes medrűvé válását a valódi szigetek is mutatják, hiszen ugyanazok a folyamatok játszódtak le mindkét szakaszon, nőtt a számuk és jelentősen csökkent az összterületük (felső szakaszon 45%-kal; alsó szakaszon 35%-kal). A keskenyebb mederben tehát egyre kisebb formák tudtak kifejlődni. Az ártéri szigetek is követték a

mederben végbement változásokat, hiszen mind a két szakaszon lecsökkent a számuk és a területük is. A szigetek mederben elfoglalt helyzete is hasonlóan alakult a két szakaszon, annak ellenére, hogy az alsó jóval szabályozottabbá vált. Mindkét szakaszon kevesebb sziget volt a sodorvonalban, mint 1979-ben, miközben a parthoz vagy másik formához simuló, illetve részlegesen parthoz kapcsolódó szigetek száma emelkedett. Véleményem szerint a felső szakaszon az alászálló vízszintek és a mini árhullámok állnak ennek a háttérben, mely ugyan az alsó szakaszt is érintette kisebb mértékben, azonban itt inkább a sarkantyúk és terelőművek következtében gyarapodott a parthoz vagy másik formához simuló szigetek száma (48 db-ról 75 db-ra). A teljesen partba olvadt szigetek száma a két szakaszon gyakorlatilag nem változott, de jelentős számú ilyen sziget (23-23 db) volt mindkét felmérés idején, ami mutatja, hogy a szigetek folyamatosan kapcsolódtak, majd olvadtak a parthoz. Vizsgálataim arra is rámutattak, hogy a sarkantyúk mellett felépülő szigetek rövid életűek, hiszen kialakulásukkal egyidejűleg megkezdődhet az elhalásuk is. A szigetek gyakoriságában már nagyobb eltérések mutatkoznak nem csak 1979-hez képest, hanem a két szakasz között is, ugyanis míg a felső szakaszon az átfedésben lévő szigeteknek a száma nőtt, addig az alsó szakaszon csökkent, hiszen itt jóval keskenyebb volt a meder. Ezzel párhuzamosan a sűrűn elhelyezkedő szigetek száma mindkét szakaszon megemelkedett. Itt fontos megemlíteni, hogy a vizsgált teljes időszakban ezekből volt mindig is a legtöbb, hiszen ahhoz, hogy a szigetek egymás mellett helyezkedhessenek el, széles mederre van szükség. A ritkán elhelyezkedő szigetek pedig csak az alsó, egyágúvá váló szakaszon fordultak elő. A szigetek alakja is hasonlóan alakult a két szakaszon, hiszen a megnyúlási index értéke a felső (3,04-ről 4,21-re) és az alsó szakaszon (3,65-ről 4,19-re) is nőtt, hiszen a meder szélességviszonyai is hasonlóvá váltak. Mivel a felső szakasz jóval közelebb van az erőművekhez, így ott a napi árhullámok hatása is drasztikusabban érvényesül, amelyet mutat, hogy 2007-ben némileg magasabb volt a felső szakaszon a szigetek megnyúlási indexe.

A fonatosság mértéke mind a két szakaszon tovább csökkent, hiszen a szigetek egyre inkább közeledtek a parthoz. A felső szakaszon viszont a kanyargósság is mérséklődött, ugyanis a meder 2007-re kezdett igazán egyágúvá válni, ahol ugyan megjelentek a szabadon fejlődő kanyarulatok, de még így is több szakaszon szigetek voltak a mederben, mely a fonatosság irányába mutat. A vízszintek további csökkenésével, és ezzel együtt a bevágódással egyre inkább kifejezettebbé vált a meder, tehát valószínűleg növekedni fog a kanyargósság mértéke, melyet a felső szakasz dinamikusan fejlődő szakaszain is láthattunk. Az alsó szakaszon is mérséklődött a fonatosság, viszont itt a kanyargósság már növekedett 1979-hez képest és közel olyan értéket vett fel, mint a 19. század végén. Ennek oka véleményem szerint abban keresendő, hogy az átvágásokkal kiegyenesített szakaszokban megnövekedett az esés és a folyó munkavégző képessége is. Ennek következtében megindult a meder kiszélesedése, mellyel párhuzamosan többlet hordalékot is termelt, amit a kialakult medertágulatokban rakott le, így zátonyokat és szigeteket hozott létre. Sipos és Kiss (2006) ugyanezt a folyamatot írta le a Maros alsó szakaszán a 19. században elvégzett kanyarulat-átvágások után átalakult medret vizsgálva. Az így – rövidebb szakaszokon – több ágra szakadó mederben emelkedett a fonatosság mértéke. Az egyre alászálló vízszintek hatására 1968 után a szigetek elkezdtek egymás és a part felé sodródni, így amellet, hogy az alsó szakasz átlagos fonatossági értéke csökkent, a kifejezettebbé és egyágúvá váló sodorvonal miatt elkezdett kanyarogni a folyó azokon a szakaszokon, ahol nem végeztek mederrendezést.

6.2. A sziget- és kanyarulatfejlődés sajátosságai a Dráva kavicsos medrű szakaszán

6.2.1. Szigetfejlődés sajátosságai

Az általam vizsgált, sarkantyúknál kialakult szigetek (Novo Virjénél és Vízvárnál) több szigetrész összenövésével épültek fel, melyeknek a folyásirány felőli alsó részük az idősebb. A kialakult szigetmagokhoz hozzákapcsolódó zátonyokat folyamatosan hódították meg a fás társulások. A szigetek épüléseinek időszakai párhuzamban állnak a Dráva vízjárásával, ugyanis a 2000-2004-es években jelentősen gyarapodott a területük, mivel ekkor gyakoriak voltak a kisvizek. A Novo Virje-i sziget partba olvadása jóval dinamikusabb és elhalása (partba olvadása) is hamarabb várható, hiszen ez egy sarkantyú alvízi szakaszán helyezkedik el, ahol gyorsabb a hordalék lerakódása, mint a sarkantyú felvívén található vízvári szigetnél, ahol egy jelentős mellékág is húzódik a forma és a part között. A sarkantyúk hatására kifejlődő szigetek parthoz közeledése pedig előrevetíti a formák mellett húzódó mederágak megszűnését, amely a Dráva meder további keskenyedését és bevágódását fogja eredményezni. A szűkülő mederben egyre nehezebben tudnak felépülni a szigetek, amely azt is jelzi, hogy a Dráva szigetvilága elhalóban van.

A Dráva kavicsos medrű szakaszán található szigeteknek a folyásirány felőli alsó végük, illetve oldalaik pusztulnak leginkább, míg folyásiránnyal szembeni végük épül. Ez pont ellentétes a Maros szigeteinek fejlődésével, melyeknek a folyásirány felőli alsó végük épül, míg a felső pusztul (Sipos és Kiss 2001). Ebben szerepe lehet Novo Virjénél a felvízi szakaszon lévő sarkantyúnak is, de a durva fenékhordalék is okozhatja. Az áramló víznek ugyanis lecsökken a sebessége, amikor a zátonyokat és a szigeteket eléri, így a formák felső végén lerakja a legdurvább szemcseméretű hordalékát. A durva kavicsos hordaléktól megszabaduló víznek így megnő a munkavégző képessége, ezért a szigetek folyásirány felőli alsó csúcsát képes pusztítani a tisztavíz erózió következtében. A terepi tapasztalataim is ezt igazolják, ugyanis a szigetek alsó feléhez hozzánőtt zátonyokat jóval finomabb hordalék alkotja, mint a felső végükhöz hozzásimulókét. A folyásirányban felfelé történő épülést a szigetek alakja, illetve a dendrológiai vizsgálat is igazolja, hiszen a felszínek folyásirányban felfelé fiatalodnak.

A sarkantyúk bár elősegítik a szigetépülést, ugyanakkor a szigetek élettartamát is lerövidítik, mivel hatásukra a szigetek és a part között húzódó mellékág is gyors ütemben töltődhet fel a sarkantyúk okozta áramlási holtter miatt. Hasonló jelenséget Sipos (2013) is megfigyelt a Dunán, a Szabadság-szigetnél. A műtárgyak áramlási holtterében kialakuló szigetek így a meder keskenyedését erősíthetik fel a Dráván, mellyel fokozva a bevágódást az adott szakaszon (bár ez a szerepe a sarkantyúknak és vezetőműveknek).

6.2.2. Kanyarulatfejlődés sajátosságai

A vizsgált kanyarulatok kialakulásukat és fejlődésüket tekintve nem egységesek, bár fejlődésükben felfedezhetőek hasonló vonások. A Donja Dubrava és Gola melletti kanyarulatok medertágulatokban jöttek létre, szigetek képezték a jelenlegi övzátony-felszínek alapját, amelyek a folyamatosan csökkenő vízszintek miatt a partba olvadtak. A Bolhó és Heresznye melletti kanyarulatok viszont egyágú mederből álló szakaszon alakultak ki, a felvízi irányban lévő medertágulat sodorvonalának áttevődése miatt. A Hickin (1974) által leírt folyamat a vizsgált kanyarulatoknál is jelentkezik, azaz ahogy fejlődtek és ívesebbé váltak, úgy pusztult az övzátony-felszín folyásirány szerinti felső része.

A kanyarulatok épülő belső ívein amellet, hogy fokozatosan újabb és újabb területeken jelentek meg a fák, idővel csökkent a stabilizálódott zátonyfelszínek kiterjedése. Különösen igaz ez az erőművekhez legközelebb eső felső két kanyarulatban (Donja Dubrava és Gola). Véleményem szerint ez az egyre kevesebb rendelkezésre álló hordalékból adódott, illetve a folyamatosan szűkülő mederben kevesebb hely volt a zátonyfelszín felépüléséhez.

Az övzátony-felszíneken meghatározó képződmények voltak a szigetek, amelyek a zátonyfejek legmagasabb pontjaiból képződtek, majd fokozatosan hozzáforrtak az övzátony-

felszínekhez. Ez a szigetképződés szempontjából is jellegzetes folyamat, hiszen az egyre szűkülő mederben a szigetek a sodorvonal helyett inkább a parthoz közel, a kisebb vízsebességű helyeken tudnak megszületni.

A kanyarulatfejlődés térbeliségét a belső íven található átfolyások és sarlólaposok mutatják, míg az időbeliségre a zátonyokon megtelepedő fák kora utal. Voltak olyan évek, amikor mindegyik övzátony-felszínen jelentős területeket hódított meg a fás vegetáció (pl. 1989 után), ami a Donja Dubrava-i erőmű vízszintcsökkentő hatásához köthető, de jelentős kiterjedésű övzátony-felszínek stabilizálódtak az 1994-1998 és 2002-2004 közötti években is (Ez utóbbi a szigetek épülésénél is meghatározó időszak volt.). Véleményem szerint, a cakoveci erőmű üzembe helyezése előtt (1982) a gyakori árvizek és a magasabb közepes vizek magasíthatták az övzátony felszíneket, így hozzájuk köthető a kanyarulatok fejlődése is. A cakoveci és a Donja Dunbrava-i erőmű felépülése után, véleményem szerint már a vízszintek süllyedése miatt, a vízborítás alá már nem kerülő zátonyfelszínek stabilizálódása vált a kanyarulatfejlődés meghatározó folyamatává. A Donja Dubrava-i vízerőmű csúcsra járatása miatt napi rendszerességgel kerülnek vízborítás alá a legkülső, legalacsonyabb övzátonyok, amelyek felszínét így a növényzet nem vagy nehezen tudja megkötni. Ezek az akár 1,5 m-es mini árhullámok – megfigyeléseink szerint – a legkülső csupasz övzátony felszínen elindítják a fenékhordalék mozgását, ami pedig mederpáncélzat kialakulásához vezethet.

A belső ív épülésének ütemét meghatározza a külső ívnek csapódó sodorvonal helyzete is, amelynek az övzátony-felszíntől való távolságát a parterózió adja. A partok hátrálását a hidrológia mellett több tényező is befolyásolja (ld. Hughes 1977). Eredményeim szerint a Dráván a partok pusztulását alapvetően befolyásolja a partok magassága, amely egybevág Xu et al. (2011) eredményeivel. A heresznyei magasparnál ugyanis a külső ív folyásirány felőli felső részén, napjainkban 520 méter hosszban a vízfelszín felett egy 20-22 m magasságú magaspart húzódik, míg a kanyarulat alsó szakaszán 850 méter hosszúságban jóval alacsonyabb (3-3,5 m) partot erodál a Dráva. Ez utóbbi formálódása markánsabb, hiszen míg a magaspart 0,4-1,9 m/év ütemben hátrált 1979 és 2014 között, addig az alacsonyabb szakasz parteróziója 1,3-12,9 m/év volt. A maximális hátrálás szintén ezt támasztja alá, hiszen amíg 2013-2014 között a magaspart maximálisan 10,5 métert hátrált, addig a külső ív alacsony szakaszán közel 70 métert volt a partpusztulás maximális mértéke. Véleményem szerint ez azzal áll összefüggésben, hogy a magas partfalak jóval állékonyabbak és az alámosásukhoz több idő szükséges, hiszen pusztulásuk jellemzően nagy tömbök leszakadásával történik, amelyek a partfal felső részét ideiglenesen stabilizálják és csak a leszakadt tömbök elszállítása után folytatódhat a parterózió (ld. Thorne és Abt 1993), melyet Blanka (2010) a Hernádon is kimutatott.

A pusztuló partok anyagának a lokális hordalékháztartás alakításában is szerepe lehet (Kessler et al. 2013). Különösen igaz ez a Drávára, ahol az erőművek tározóterében csapdázódott és a kavicsbányászat miatt hiányzó fenékhordalékot a partok pusztulásából származó, de zömében lebegtetett hordalék válthatja fel. Így bár pótlódik a hordalék egy része, de a szemcseösszetétele, így a jellege megváltozhat.

A külső ívekről a folyóba erodálódott anyag mennyisége nem csak az egyes kanyarulatokban volt eltérő, hanem az adott kanyarulatokban a különböző időszakokban is változott. Ez utóbbinak oka részben a part előtt felhalmozódó anyag mennyiségéből is eredhet, illetve az elmaradó árvizek szerepe sem elhanyagolható, ahogy a külső íven található védművek is meghatározó szereppel bírnak. A részletesen vizsgált felső két kanyarulat külső ívének erózióját nem érinti közvetlenül mederszabályozási műtárgy, ugyanakkor a heresznyei és bolhói kanyarulatokban már befolyásolják a part hátrálását, ezzel a kanyarulatfejlődés irányultságát. A partpusztulás főleg az 1979-1982 közötti években volt a legintenzívebb, hiszen ekkor gyakoribbak voltak az árvizek, illetve a közép- és kisvizek szintjei is

magasabbak voltak. Napjainkban pedig már leginkább a kis és közepes vizek vesznek részt a partok, így a kanyarulatok formálásában.

Az utóbbi évek jelentős mértékű hátrálása mindegyik vizsgált drávai kanyarulatban megfigyelhető volt, hiszen 2013-2015 között a Donja Dubrava-i kanyarulatban 30 métert is meghaladta a maximális parthátrálás mértéke egy év alatt, ami a 2014-ben levonult jelentős árvízzel köthető össze. Blanka (2010) Hernádon végzett mérései is azt mutatják, hogy az árvízszegény időszak után levonuló jelentős árvíz (ebben az esetben 2010-ben) felerősítette a parthátrálás mértékét.

A Dráva hidro-morfológiai változásai összevetése más folyókon tapasztaltakkal

Az elmúlt 114 év alatt jelentősen megváltozott a Dráva horvát-magyar szakaszának vízjárása, hiszen a rajta épült vízerőművek egyre jelentősebb hatást gyakoroltak rá. Az alvízi szakaszon a vízállások és vízhozamok változásával átalakult a vízjárás, módosult az egyes vízállások gyakorisága, lecsökkent az árhullámok hossza, miközben nőtt a visszatérési idejük. Hasonló alvízi hidrológiai változásokat Petts és Lewin (1979) az Egyesült- Királyságban és Kondolf (1997) Egyesült Államokban található folyókon is megfigyelt. A napi mini árhullámok mutatják legszembetűnőbben a vízerőművek hatását, amelyeket McCully (2001) is leírt, hiszen a Donja Dubrava-i vízerőműhöz hasonlóan a Colorado folyón lévő Glen Ganyon létesítmény szintén akár 1,5 méteres napi vízszintingadozást okoz, míg a Zambézi folyón akár 5 méteres vízállás különbség is jelentkezhet fél óra alatt az erőművi hatás miatt.

A Dráva hidrológiája egyre jobban módosult, hiszen ahogy egyre több erőmű épült a folyón ezek hatása folyamatosan összeadódott. A csúcsra járatásából adódó mini árhullámok, pedig amellet, hogy a folyó hordalékszállítását is módosíthatták, a partok és a mederben lévő képződmények (zátonyok, szigetek) formálódását is intenzívebbé teheték. A vízjárás megváltozása a meder morfológiájának átalakulását idézte elő, hiszen jelentősen leszűkült a Dráva medre a vizsgált szakaszon 2007-ig (1882-höz képest 50%-al), amelyet Wilcock et al. (1996) is leírt a kaliforniai Trinity folyón, ahol is a keresztirányú gát felépülése következtében lecsökkenő vízhozam miatt 20-60%-kal leszűkült a meder, melynek eredményeként a partok és a mederformák pusztulása is felerősödhet.

A Dráván a 19. század végi kanyarulat-átvágások során új meder-szakaszokat hoztak létre, ami jellegében leginkább a Maros szabályozásával vethető össze (ld. Kiss és Sipos 2004). A kanyarulatok átvágása miatt pedig jelentős kiterjedésű, akár ún. ártéri szigetek (ld. Gurnell et. al. 2001) jöttek létre. A vezérárkok alatti szakaszon a megnövekedett esés okozta lokális erózió-növekedés miatt medertágulatok alakultak ki, amelyek kimutathatók a megnövekedett vízfelszín terület és a meder szélességviszonyainak elemzése segítségével. Hasonló medertágulat-kialakulást írt le Sipos (2006) is a Maroson. A lokális munkavégző képesség növekedése részben a vezérárkok és az alatta lévő szakasz szélesedését okozta, részben bevágódást indított el, ami a vízszintek alászállását eredményezte (ld. Surian 1999, Tiron et al. 2014). Mivel a levágott kanyarulat végei idővel eltömődnek, illetve a holtág talpa a bevágódás miatt a környezeténél magasabbra kerülhet, a levágott kanyarulat elveszíti élővíz jellegét, vagy akár vízutánpótlását is. Ezért az így létrejött sziget idővel hozzákapcsolódott, majd beleolvadt az ártérbe. Hasonló, gyors ártéri sziget eltűnést tapasztalt Sipos (2006) a Maroson, ahol a nagy hordalékhozam elősegítette a holtágak feltöltődését, így ezek a nagy kiterjedésű szigetek kialakulásuk után néhány évtizeddel az ártérbe olvadtak.

A medertágulatok azonban egyre inkább felszámolódtak a Dráván a meder szűkülése miatt, ami összefüggésben van a vízerőművek okozta vízviisszatartás és a bevágódás okozta vízszintsüllyedéssel. A meder bevágódását a Dráváról Szekeres (2003) is leírta elsősorban hidrológiai paraméterek elemzése alapján. A mederszűkülés más hazai folyókon is megjelent, pl. a Hernádon főként a vízviisszatartás (Blanka 2010), míg a Tiszán a bevágódás (Fiala és Kiss 2006) miatt.

A Dráva bevágódása tehát a kanyarulat-átvágásokhoz és az erőművekhez is köthető, hiszen az alvízi szakaszon jellemző a tisztavíz erózió, amely gyakori a völgyzárógátak és vízlépcsők alatt. Erre jó példa Colorado folyó, amely a Hoover-gát alatt 0,5 m/év, míg a Davis létesítmény alvízi szakaszán 0,2 m/év ütemben vágódott be (Goudie 2000), de a Tisza Kiskörei Vízlépcső alatti szakaszán is 0,1-0,12 m/év medermélyülés jelentkezett (Csuka 1971). Azonban a Dráván a bevágódást a kavicsbányászat is felerősítette (ld. Duna, Rákóczi 2000).

A hidrológiai változások, a meder szélességének és mélységének változásai az elmúlt közel 130 év alatt a Drávára jellemző szigetek típusait, számát és méretét is befolyásolták. Mivel a vízszintek csökkenése miatt egyre nagyobb zátonyfelszínek válnak szárazulattá, miközben a mellékágak is elveszítik vízutánpótlásukat, melyen túl az alsó szakasz mederrendezési munkálatainak következtében a szigetek folyamatosan átalakulnak, egymáshoz és a parthoz kapcsolódnak, mindezek visszahatnak a mederre és így egységesebb, kisebb vízfelületű és keskenyebb meder alakul ki a Dráván. Surian (1999) a Piave folyón végzett kutatásaiban is a mellékágak elhalását – amelynek következtében a szigetek másik formához vagy a parthoz kapcsolódnak (ld. Osterkamp 1998) –, így a meder leszűkülését tapasztalta, amely szoros kapcsolatban állt a vízerőmű vízviszatarató hatásával, illetve a meder bevágódásával. A mederparaméterek és a szigetek átalakulása előre vetítette a fonatos jelleg folyamatos mérséklődését, a sodorvonal egyosztatúvá válását, amivel párhuzamosan a mederszabályozástól mentes szakaszokon megindult a kanyarulatok dinamikus fejlődése a Dráván. A szigetek eltűnésével a kanyargósság lassú helyreállítását írta le Sipos (2006) is a Marosról.

A meder és a szigetek oda-vissza kapcsolatát mutatja, hogy miközben a partba olvadó szigetek révén szűkül a meder, magában a mederben az új szigetek kialakulása és fejlődése is korlátozottabbá vált, ezért napjainkban csak kisebb és megnyúltabb szigetek alakulhatnak ki a mederben. A szűkebb mederben nehezebbé váló szigetképződést írt le Wyrick (2005) is, amit azzal magyarázott, hogy kevesebb a rendelkezésre álló akkumulálódó hordalék, illetve az osztatlan és kifejezettebb sodorvonal miatt nagyobb erőhatással szemben kellene a szigeteknek a mederben kialakulniuk és fennmaradniuk. Ez a folyamat pedig előrevetíti a szigeteknek, mint ökológiailag értékes élőhelyeknek (ld. Gurnell és Petts 2002) a veszélyeztetettségét, ugyanis míg a nagyobb formák a partba olvadtak és egyre inkább kisebb területű, így a folyó pusztító tevékenységével szemben kevésbé ellenálló szigetek jelentek meg a Dráván. Mindeközben a természetes áramlási viszonyokat módosítják a mederbe épített mederrendezési műtárgyak is (ld. Surian és Rinaldi 2003), amelyek bár a meder szűkülést felerősíthetik (Kiss et al. 2008), a környezetükben kialakuló áramlási holtterekben a hordalék lerakódását, így a szigetek kialakulását is elősegítik (Kollman et al. 1999).

6.3. A hidro-morfológiában végbement változások és lehetséges következményeik

A vízerőművek vízjárás szabályozó hatása leginkább (1) az árvizek elmaradásában, (2) a vízszintek süllyedésében és (3) a csúcsra járatás miatt a napi mini árhullámok formájában jelentkezik. Az árhullámok elmaradására jó példa 2013 tavasza, amikor rekord mennyiségű (>5 km³) víz raktározódott hó formájában a Dráva vízgyűjtőjén. Annak ellenére, hogy a hóolvadás későn és hirtelen történt, mégsem alakult ki árhullám. A Drávára épült vízerőművek gyakorlatilag az árvízi kockázatot minimalizálták. Ennek következtében egyre rövidebb időre vagy szinte egyáltalán nem kerül előtérbe az ártér. Mindez előre vetíti, hogy a jellegzetes ártéri folyamatok, mint például az ártérfeltöltődés, a folyóhát épülés vagy a fokok/lecsapoló medrekben a vízáramlás teljesen megszűnik, melynek során az ártéri mocsarakba szervesetlen hordalék nem jut, így azok csak a közvetlenül termelődő szerves-anyagokkal töltődhetnek fel. A vízszintek lesüllyedése és az árvizek elmaradása, – de a nagy

napi vízjáték is – az itt élő életközösségek átalakulását is eredményezi. Azáltal, hogy az árterek kiszáradnak, alkalmazkodniuk kell a megváltozott életfeltételekhez, amelyet Szabó et al. (2004) is leírt a Szigetköz társulásainál.

A süllyedő vízszintek következtében a meder, a partok és a mederben lévő formák (zátonyok és szigetek) formálódásában egyre inkább a kis- és közepes vizek vesznek részt. A lecsökkenő vízszintek hatására a kanyarulatfejlődés is dinamikusabbá válhat, hiszen a külső íveken található partok állásbiztonsága csökken, mely a parthátrálást felerősíti, illetve a belső íveken nagyobb térszínek válhatnak szárazulattá, így növelve az övzátony-felszínek kiterjedését. Ez utóbbi folyamat a szigeteknél is megjelenhet, hiszen a hozzájuk simuló zátonyfelszínek vízszint fölé kerülésével elkezdődhet a stabilizálódásuk, így a szigetek területének növekedése, így az alakjuknak a megváltozása is. Ezzel azonban a mellékágak is egyre inkább elveszíthetik vízszállító funkciójukat, amely a szigetek izolált szerepének megszűnését tükrözi, ami pedig a meder szűkülését, így a morfológiájának a további átalakulást vetíti előre.

A vízszintek alászállása, azonban a folyamatos bevágódásra is utal, amely Örtilosnál a mederkitöltő vizek alapján 2,8 cm/év mértékű volt a legalsó vízerőmű felépülése (1989) után (Szekeres 2003). A vízszintek süllyedése a folyóból történő vízkivételt is korlátozza, illetve a Dráva menti területek talajvízszintjére, sőt így az ártéren található holtágak vízháztartására is negatív hatást gyakorolhat. Mindez a Dráván ugyan kevésbé jellemző hajózás szempontjából sem kedvező.

A vízerőművek csúcsra járatásából adódó mini árhullámok a folyó hordalékszállítását is módosíthatják, illetve a partok és a mederben lévő képződmények (zátonyok, szigetek) formálódását is intenzívebbé tehetik. Ezek az árhullámok viszont a bevágódással szemben akár mederpáncélozódást is előidézhetnek. A pulzáló vízszintek következtében az energiaviszonyok is megváltoznak, így a finomabb szemcsék egyre inkább kimosódnak a meder fenekéről és egy igen kemény mederaljzat alakul ki, amely már csak nagyobb vízhozamoknál képesek felszakadni. Ez a páncélozódás a partok és mederformák pusztulásnak erőteljesebbé válásának irányába is kihat, ugyanis azáltal, hogy a meder aljzatot a folyó kisebb vizeknél nem tudja erodálni, az előbbieket éri nagyobb erőhatás.

A felső szakasz kanyarulatainak dinamikus formálódása bár természet-közeli állapotokra utal, jelentős kockázatot is hordoz magában. Például a Gola melletti kanyarulat dinamikusan hátráló külső íve az árvízvédelmi töltést jelentősen megközelítette (2011-ben 105 m; 2015-ben 75 m), ezért valószínűsíthető, hogy ezen a szakaszon mederrendezés szükséges, így az olyan szakaszok hossza, ahol a természetes folyamatok dominálnak, csökkenni fog. A heresznyei magasparti szakaszon és Bolhónál a partpusztulás következtében a folyó mentén található mezőgazdasági szántóföld területe folyamatosan zsugorodik (0,1-0,2 ha/év), ami a földtulajdonos számára okoz veszteséget.

A Dráva hidrológiája szempontjából úgy gondolom, hogy a legnagyobb problémát a szárazabb évek fogják jelenteni. Ahhoz, hogy a vízerőművek megfelelően működhessenek, meghatározott üzemi vízszinteket kell biztosítani a tározóterekben, ekkor viszont kevesebb víz fog jutni a Dráva horvát-magyar szakaszára, hiszen kevesebb víz érkezik a vízgyűjtőről is. Emiatt a vízszintek tovább fognak süllyedni és akár tartósabbá is válhatnak a kisvizek. Így a bevágódás intenzitása növekedni fog, ezzel egy negatív visszacsatolással a vízállások szintjének csökkenését fogja tovább fokozni. Mindez előre vetíti a meder és az ártér további degradálódását és átalakulását.

7. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt szeretnék hálás köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának, az elmúlt évek során nyújtott segítségével és támogatásáért. Szeretném megköszönni a terepi munkák során nyújtott jelentős segítségét is. Az iránymutatásával, szakmai segítségével és tanácsival nagymértékben hozzájárult a dolgozat létrejöttéhez. Szeretnék köszönetet mondani a bátorításért és a szemléletformálásért, amellyel nem csak a fluvialis-geomorfológiai tudásom gyarapodott, hanem a későbbi kutatói tevékenységem során is hasznosítani tudok.

Köszönettel tartozom az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék munkatársainak és doktoranduszainak, akik tanácsaikkal és észrevételeikkel segítették munkámat.

Köszönöm a doktorandusz és egyetemi hallgatók munkáját is, akik a terepi felmérések során nyújtottak számomra segítséget. Közülük szeretném kiemelni Balogh Mártont, Kun Ágnest, Fülöp Mátét, Györgyövcics Katalint, Horváth Rolandot és Milos Istvánt.

Hálás köszönettel tartozom a Dél-dunántúli Vízügyi Igazgatóságnak és munkatársainak, ezen belül Horváth Gábornak a Drávával kapcsolatos adatokért, hasznos információkért és segítségért.

Szeretnék köszönetet mondani a Duna-Dráva Nemzeti Parknak, ezen belül Fenyősi Lászlónak a terepi mérések során nyújtott segítségért.

Szeretném megköszönni a Nemzeti Agrárkutatási és Innovációs Központ (NAIK) Öntözési és Vízgazdálkodási Önálló Kutatási Osztály (ÖVKI) munkatársainak a dolgozatom megírása közben nyújtott támogatást. Emellett szeretnék köszönetet mondani Bozán Csabának, a NAIK ÖVKI osztályvezetőjének a dolgozatommal kapcsolatos hasznos észrevételeiért és tanácsaiért.

Külön szeretném megköszönni Hernesz Péternek a szakmai és baráti tanácsait, illetve segítségét.

Végül köszönöm családomnak és barátaimnak a folyamatos biztatást és segítséget, amit a dolgozat megírása során nyújtottak.

Az értekezés egyes fejezeteihez kapcsolódó kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program” című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

8. IRODALOMJEGYZÉK

- Alabyan A. M., Chalov R. S. 1998: Types of river channel patterns and their natural controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 23/5, 467-474.
- Alestalo J. 1971: Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1-140.
- Allan J. D., Castillo M. M. 2007: Stream Ecology. Structure and function of running waters. Second Edition. Springer Science & Business Media, Dordrecht, 436.
- Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, 89-107.
- Andrási G., Kiss T. 2013: Szigetek változásai a Dráva Mura és Duna közötti szakaszán. *Hidrológiai Közöny* 93/1, 35-40.
- Aquaprofit Műszaki, Tanácsadási és Befektetési Zrt. 2007: Ős-Dráva Program, Elvi engedélyes terv, Dráva mellékág revitalizáció. 102.
- Arscott, D.B., Tockner K., Ward J.V. 2000: Aquatic habitat diversity along the corridor of an Alpine floodplain river (Fiume Tagliamento, Italy). *Archiv für Hydrobiologie* 149, 679-704.
- Asselman N.E.M., Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: Quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20/6, 481-499.
- Baki A.B.M., Gan T.Y. 2012: Riverbank migration and island dynamics of the braided Jamuna River of the Ganges - Brahmaputra basin using multi-temporal Landsat images. *Quaternary International* 263, 148-161.
- Biedenharn D.S., Thorne C.R., Watson C.C. 2000: Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 34/3-4, 227-249.
- Blanka V. 2010: Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében. Doktori (PhD) értekezés. TFGT, Szeged, 141.
- Blanka V., Kiss T. 2011: Effect of different water stages on bank erosion, case study on River Hernád, Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environment* 6/2, 101-108.
- Blanka V., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, CD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0.
- Bogárdi J. 1942: Hordalékmozgás a folyószabályozásban. *Vízügyi közlemények* 24/3-4, 207-265.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítás. Akadémiai Kiadó, Bp. 837
- Bonacci O., Oskoruš D. 2008: The influence of three Croatian hydroelectric power plants operation on the river Drava hydrological and sediment regime. XXIVth Conference of the Danube Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management.
- Bonacci O., Oskoruš D. 2010: The changes in the lower Drava River water level, discharge and suspended sediment regime. *Environmental Earth Sciences* 59/8, 1661-1670.
- Brandt S. A. 2000: Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40/4, 375-401.
- Bravard J.P., Amoros C., Pautou G., Bornette G., Bournaud M., Creuze Des Chatelliers M., Gilbert J., Peiry J., Perrin J., Tachet H. 1997: River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers: Research and Management* 13/1, 75-90.
- Brice J.C. 1964. Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. US Geological Survey Professional Paper 422-D. US Government Printing Office, Washington.
- Bridge, J.S. 2003: Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. Balckwell, Oxford. 491.
- Brierley G.J., Fryirs K.A. 2005: Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework, Malden: Blackwell Publishing, 93-103.
- Buchberger P. 1975: A Dráva-völgy árvédelmének története. *Vízügyi közlemények* 57/1, 103-113.
- Carson M. A. 1984: Observations on the meandering-braided river transition. Canterbury Plains, New Zealand. *New Zealand Geographer* 40, 89-99.
- Chen D., Tang C. 2012: Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology* 163-164, 37-44.
- Cholnoky J. 1934. A folyók szakasz-jellegének összefüggése a szabályozással és öntözéssel. *Vízügyi Közlemények* 16/1, 5-25.
- Cochrane T.A., Arias M.E., Piman T. 2014: Historical impact of water infrastructure on water levels of the Mekong River and the Tonle Sap system. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 4529-4541.
- Comiti F., Da Canal M., Surian N., Mao L., Picco L., Lenzi M.A. 2011. Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. *Geomorphology* 125, 147-159.
- Couper P. 2003: Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology* 56/1-2, 95-108.
- Csoma J. 1987: A nagymarosi vízlépcső alatti Duna meder vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 69/2, 286-296.
- Csoma J., Kovács D. 1981: A Duna Rajka-Gönyű közötti szakaszán végzett szabályozási munkák hatásának értékelése. *Vízügyi közlemények* 63/2, 267-294.

- Csuka J. 1971: A II. tiszai vízlépcső hatása a hordalék- és mederviszonyokra. *Vízügyi közlemények* 53/1, 74-81.
- Daniel J.F. 1971: Channel movement of meandering Indiana streams: physiographic and hydraulic studies of rivers, US Geological Survey Professional Paper, 732-A.
- Everitt B.L. 1968: Use of the cottonwood in an investigation of the recent history of a flood plain. *American Journal of Science* 266, 417-439.
- Fenner P., Brady W.W., Patton D.R. 1985: Effects of regulated water flows on regeneration of fremont cottonwood. *Journal of Range Management* 38/2, 135-138.
- Fergusson R.I. 1987: Hydraulic and sedimentary control of channel pattern. In: Richards K.S. (Edt): *River Channels: Environment and Process*. Blackwell, Oxford, 129-158.
- Fiala K., Kiss T. 2006: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. *Hidrológiai közlöny* 86/5, 13-17.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In: Kiss A. – Mezösi G. – Sümegi Z. (szerk): *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*. 203-213.
- Gábris Gy. 2003: Övzátony vagy parti hát? *Földrajzi közlemények* 127(51)/1-4, 178-184.
- Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B., Bellardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84, 305-322.
- Garde R. J. 2006: *River Morphology*. New Age International (P) Ltd, New Delhi, 479.
- Gendaszek A.S., Magirl C.S., Czuba C.R. 2012: Geomorphic response to flow regulation and channel and floodplain alteration in the gravel-bedded Cedar River, Washington, USA. *Geomorphology* 179, 258-268.
- Goudie A. 1994: *The encyclopedic dictionary of physical geography*. Blackwell, 611.
- Goudie A. 2000: *The human impact on the natural environment*. 5th ed., Blackwell publishers, 203-218.
- Graf W.L. 2006: Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology* 79/3-4, 336-360.
- Grams P.E., Schmidt J. C. 2005: Equilibrium or indeterminate? Where sediment budgets fail: Sediment mass balance and adjustment of channel form, Green River downstream from Flaming Gorge Dam, Utah and Colorado. *Geomorphology* 71, 156-181.
- Grđan L., Keresa Z. 2004: Restoration of the Old Drava Riverbed at the Cakovec Hydropower Plant. 3rd European Conference on River Restoration. River Restoration, Zagreb, Croatia.
- Gregoire A.M., Champeau A.M. 1984: Physico-chemical parameters of a regulated river: The Verdon (France). In: Lillehammer A. and Saltveit S. J. (ed.): *Regulated Rivers*. Oslo: Universitetsforlaget, 41-52.
- Gregory K. J. 2006: The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79, 172-191.
- Griffin E.R., Smith J.D. 2001, Analysis of vegetation controls on bank erosion rates, Clark Fork of the Columbia River, Deer Lodge Valley, Montana: U.S. Geological Survey Water- Resources Investigations Report 01-4115, 8.
- Gupta A. 2007: Large Rivers. *Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons, 281-289.
- Gurnell A. M. 1997: Channel change on the River Dee meanders, 1946–1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research & Management* 13/1, 13-26.
- Gurnell A.M., Petts G.E. 2002: Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology* 47/4, 581-600.
- Gurnell, A.M., Petts G.E., Hannah D.M., Smith B.P.G., Edwards P.J., Kollmann J., Ward J.V., Tockner K. 2001: Riparian vegetation and island formation along the gravel-bed Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26/1, 31-62.
- György B., Burián A. 2005: Történeti áttekintés a Dráva vízepítési munkáiról. *Hidrológiai tájékoztató* 45/1, 32-34.
- Hickin E.J. 1974: The development of meanders in natural river channels. *American Journal of Science* 274, 414-442.
- Hooke J.M. 1986: The significance of mid-channel bars in an active meandering river. *Sedimentology* 33, 839-850.
- Hooke J.M. 1995: River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and RiverDane, northwest England. *Geomorphology* 14/3, 235-253.
- Hooke J.M. 2007: Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277-296.
- Hooke J.M., Harvey A.M. 1983: Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: Collison J. D., Lewin J. (szerk.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists no. 6, Blackwell, Oxford 121-132.
- Horváth G. 2002: A Dráva folyó magyar-horvát szakaszának hidrológiai, jellemzése az EU keretirányelvének figyelembevételével. In: A WWF Magyarország. "Az EU Víz Keretirányelvének bevezetése a Dráva vízgyűjtőjén" című tudományos tanácskozásának összefoglalója, MTA Pécsi Akadémia Bizottságának székháza, Pécs.

- Hughes D.J. 1977: Rates of erosion on meander arcs, In: Gregory K.J. (szerk.) *River Channel Changes*, Chichester: Wiley 193-205.
- Ihrig D. 1973: A magyar vízszabályozás története. Országos Vízügyi Hivatal, Budapest, 398.
- Ivicsics L., Szekeres J. 1996: A bősi vízlépcső hatása a magyar Felső-Duna vízjárására és hordalékviszonyaira, *Földrajzi értesítő* 45/3-4, 235-252.
- Jiongxin X. 1996: Channel pattern change downstream from a reservoir: An example of wandering braided rivers. *Geomorphology* 15/2, 147-158.
- Joeckel R.M., Henebry G.M. 2008: Channel and island change in the lower Platte River, Eastern Nebraska, USA: 1855-2005. *Geomorphology* 102, 407-418.
- Kádár L. 1954: Az eróziós folyamatok dialektikája. Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből, 18/1-20.
- Karcagi G. 1981: A kiskörei vízlépcső hatása a Tisza vízjárására. *Hidrológiai közlöny* 61/6, 269-271.
- Károlyi Z. 1962: Hordaléklerakódás az eringi INN-ERŐMŰ duzzasztó terében *Vízügyi közlemények* 44/2, 336-339.
- Kavrán V. 2009: Duna hajózhatóságának javítását célzó beruházások várható ökológiai hatásai. Szekció-tech Kft., A tanulmány a Norvég Alap és az NCA pályázati alapok támogatásával készült. 3-11.
- Kéri B. 2013: A hajózás hatásai egy sarkantyúkkal szabályozott folyószakasz áramlási viszonyaira. *Hidrológiai Tájékoztató* 1, 27-28.
- Kessler A.C., Gupta S.C., Brown M.K. 2013: Assessment of river bank erosion in Southern Minnesota rivers post European settlement. *Geomorphology* 201, 312-322.
- Kiss T., Blanka V. 2012: River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175-176, 115-125.
- Kiss T. 2014: Geomorfológiai vizsgálati módszerek. JATEPress, Szeged, 228.
- Kiss T., András G. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének alakulására. *Hidrológiai közlöny* 9/5, 17-29.
- Kiss T., András G. 2014: Morphological classification and changes of islands on the Dráva River, Hungary-Croatia. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 9/3, 33-46.
- Kiss T., András G. 2015: Kanyarulatfejlődés sajátosságai és antropogén hatások vizsgálata két Drávai kanyarulat példáján. *Tájökológiai Lapok* 13/1, 73-88.
- Kiss T., András G., Hernesz P. 2011a: Morphological alteration of the Dráva as the result of human impact. *Acta Geographica Debrecina Landscape & Environment*, 5/2, 58-75.
- Kiss T., Balogh M. (2015): Characteristics of Point-Bar Development under the Influence of a Dam: Case Study on the Dráva River at Sigetec, Croatia. *Journal of Environmental Geography* 8/1-2, 23-30.
- Kiss T., Blanka V. 2006: Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai Közöly* 86/4, 19-22.
- Kiss T., Blanka V., András G., Hernesz P. 2013: Extreme Weather and the Rivers of Hungary: Rates of Bank Retreat. In: Dénes Lóczy (szerk.): *Geomorphological Impacts of Extreme Weather: Case studies from central and eastern Europe* (Springer Geography), Springer Verlag, 83-99.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy. 2008: Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology* 98/1-2, 96-110.
- Kiss T., Nagy Z. 2012: A Maros medrének aktív bevágódása és ennek morfológiai következményei az ártéren. *Hidrológiai közöly* 92/2, 19-23.
- Kiss T., Sipos Gy. 2004: A Maros medermintázatának megváltozása a szabályozások hatására. In: Fülek Gy. (szerk): *A táj változásai a Kárpát-medencében: Víz a tájban*. Gödöllő. 183-190.
- Kiss T., Sipos Gy. 2007: Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology* 84/3-4, 209-221.
- Kiss T., Sipos Gy., Blanka V., Sümeghy B., András G., Hernesz P., Benyhe B. 2012: Egyensúly és érzékenység, küszöbérték és agressziós hullám: a folyó, mint tájalkotó elem rendszeralapú értelmezése. In: Farsang A. – Mucsi L. – Keveiné B. I. szerk.: *Táj – Érték, Lépték Változás*, 107-119.
- Kiss T., Sipos Gy., Fiala K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 457-466.
- Kiss T., Sipos Gy., Fiala K. 2011b: Az Alföld töltések közé szorított folyói. In: Rakonczai J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7., Békéscsaba, 211-222.
- Kleinhaus M.G., de Haas T.T., Lavooi E., Makaske B. 2012: Evaluating competing hypotheses for the origin and dynamics of river anastomosis. *Earth Surface Processes and Landforms* 37/12, 1337-1351.
- Knighton A.D., Nanson G.C. 2000: Waterhole form and process in the anastomosing channel system of Cooper Creek, Australia. *Geomorphology* 35/1-2, 101-117.
- Knighton D. 1998: *Fluvial Form and Processes: A new perspective*. Arnold, London, 383.
- Kollmann J., Viely M., Edwards P.J., Tockner K., Ward L.W. 1999: Interactions between vegetation development and island formation in the Alpine river Tagliamento. *Applied Vegetation Science* 2, 25-36.

- Kondolf G. M. 1997: Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels, *Environmental Management* 21/4, 533-551.
- Kondolf G. M., Batalla R. J. 2005: Hydrological effects of dams and water diversions on rivers of Mediterranean-climate regions: examples from California. . In: Garcia C., Batalla R. J. (szerk): *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier B. V., 197-211.
- Kondolf G.M., Swanson M.L. 1993: Channel adjustments to reservoir construction and instream gravel mining, Stony Creek, California. *Environmental Geology and Water Science* 21, 256-269.
- Konecsny K. 2011: A kisvizek fő hidrológiai statisztikai jellemzői a Dunán Nagymarosnál. *Hidrológiai közlöny* 91/5, 51-58.
- Lacza I. 1968: A ciklaszigeti mellékágrendszer mederváltozásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 50/2, 245-255.
- Lagasse P. F., Zevenbergen L. W., Spitz W. J., Thome C. R. 2004: Methodology for Predicting Channel Migration - National Cooperative Highway Research Program, Project 24-16 Report. 145.
- Lászlóffy W., Szesztay K., Károlyi Z., Zsuffa I., Szabó S., Kárpáti R. D. 1965: Magyarország vízvidékeinek hidrológiai viszonyai. VITUKI, Budapest, 39-48.
- Leopold L.B., Wolman M.G. 1957: River channel patterns: braided, meandering, and straight. US Geological Survey Professional Paper 282-B. US Government Printing Office, Washington.
- Liro M. 2015: Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: The case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland. *Geomorphology* 228, 694-702.
- Litauszki I., Crkvenjakov M. 1986: A magyar-jugoszláv vízgazdálkodási együttműködés 30 éve. Budapest, 139.
- Lóczy D. 2005: A folyóvizek felszíninformálása. In: Lóczy D. – Veress M.: *Geomorfológia, I. Földfelszíni folyamatok és formák*. Dialóg Campus, Budapest-Pécs. 17-130.
- Lóczy D. 2012: A folyómedrek morfológiai tipizálásának hierarchiája a nemzetközi irodalomban. *Földrajzi közlemények* 136/2, 124-137.
- Lóczy D., Kis É., Schweitzer F. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113/3-4, 200-209.
- Lovász Gy. 1967: A szerkezeti viszonyok hatása a Dráva és a Muravölgy esésgörbéjére, illetve a nagyobb mellékfolyók mechanizmusára. *Hidrológiai tájékoztató* 7/2, 42-47.
- Lovász Gy. 1972: A Dráva-Mura vízrendszer vízjárási és lefolyási viszonyai. Akadémiai Kiadó, Budapest, 158.
- Lovász Gy. 2013: A jelenkori tektonika hatása a Duna, a Tisza és a Dráva hidrológiai folyamataira. *Földrajzi közlemények* 137/3, 248-256.
- Ma Y., Huang H.Q., Nanson G.C., Li Y., Yao W. 2012: Channel adjustments in response to the operation of large dams: The upper reach of the lower Yellow River. *Geomorphology* 147-148, 35-48.
- Magilligan F.J., Nislow K.H. 2005: Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology* 71/1-2, 61-78.
- Majdán J. 2008: A Dráva szabályozása 1787-1847 között. IV. Magyar Földrajzi Konferencia, 978-963-06-6004-4. Debrecen. 59-64
- Majorlaci J. 1976: A Dráva vízgazdálkodásának és környezetvédelmének adottságai és fejlesztési feladatai. *Vízügyi közlemények* 58/1. 41-58.
- Malik I. 2005: Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris. *Dendrochronologia* 23, 29-38.
- Mantuano J. 1974: A Dráva vízjárásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 56/3, 368-401.
- Máthé L. 1965: A jugoszláv és a közös Magyar-Jugoszláv Dráva-Mura vízerőhasznosítás. *Vízügyi közlemények* 47/1, 102-115.
- McBride J.R., Strahan J. 1984: Establishment and survival of woody riparian species on gravel bars of an intermittent stream. *American Midland Naturalist* 112, 235-245.
- McCully P. 2001: *Silenced Rivers: The Ecology and Politics of Large Dams*. Zed Books (London), 359.
- Miall A. D. 1977: A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13/1, 1-62.
- Micheli E.R., Kirchner J. W. 2002: Effects of Wet Meadow Riparian Vegetation on Streambank Erosion. 2. Measurements of Vegetated Bank Strength and Consequences for Failure Mechanics. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 687-697.
- Mike K. 1987: Adatok a mederformák kölcsönhatásainak ismeretéhez. *Vízügyi közlemények* 69/1, 125-133.
- Moretto J., Rigon E., Mao L., Picco L., Delai F., Lenzi M.A. 2014: Channel adjustments and island dynamics in the brenta river (Italy) over the last 30 years. *River Research and Applications* 30/6, 719-732.
- Morisawa M. 1985: *Rivers: Form and processes*. Clayton, K.M. (szerk.) Longman, 222.
- Nagy I., Schweitzer F., Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet). *Vízügyi közlemények* 83/4, 539-564.
- Nanson G.C., Hickin E.J. 1983: Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering* 109, 327-337.

- Nanson G.C., Knighton A.D. 1996: Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21/3, 217-239.
- Nardi L., Rinaldi M., Solari L. 2012: An experimental investigation on mass failures occurring in a riverbank composed of sandy gravel. *Geomorphology* 163-164, 56-69.
- Nelson N.C., Erwin S.O., Schmidt J.C. 2013: Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake River downstream from Jackson Lake dam, Wyoming. *Geomorphology* 200, 32-142.
- Nicoll T.J., Hickin E.J. 2010: Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* 116, 37-47.
- Noble M.G. 1979: The origin of *Populus deltoides* and *Salix* interior zones on point bars along the Minnesota River. *American Midland Naturalist* 102, 59-67.
- Oroszi V., Kiss T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullmátér-feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. A II. Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa. Szeged
- Osterkamp W.R. 1998: Processes of fluvial island formation, with examples from Plum Creek, Colorado and Snake River, Idaho. *Wetlands* 18, 530-545.
- Pécsi M. 1991: Geomorfológia és domborzatminősítés MTA-FKI Budapest, 9-36.
- Petrić H. 2014: Some Aspects of the Interrelationship Between Humans and the River Drava in the Pre-Industrial Times with an Emphasis on the Late 18th and Early 19th Century. In: Štih P. és Zwitter Ž. (szerk.): Man, Nature and Environment Between the Northern Adriatic and the Eastern Alps in Premodern Times. Zbirka Zgodovinskega časopisa 48, Ljubljana, 260-289.
- Petts G.E., Gurnell A.M. 2005: Dams and geomorphology: Research progress and future. *Geomorphology* 71/1-2, 27-47.
- Petts G.G., Lewin J. 1979: Physical effects of reservoirs on river systems. In: Hollins G.E. (szerk.): Man's impact on the hydrological cycle in the United Kingdom. Norwich: Geobooks, 79-91.
- Picco L., Mao L., Rainato R., Lenz M.A. 2014b: Medium-term fluvial island evolution in a disturbed gravel-bed river (Piave River, Northeastern Italian Alps). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96/1, 83-97.
- Picco L., Ravazzolo D., Rainato R., Lenzi M.A. 2014a: Characteristics of fluvial islands along three gravel bed-rivers of North-Eastern Italy. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 40/1, 53-66.
- Pizutto J. 2009: An empirical model of event scale cohesive bank profile evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 34/9, 1234-1244.
- Polohn I., Szappanos F. 1980: Magyar-Jugoszláv közösérdekű vízimunkák a Dráva völgyében. *Vízügyi Közlemények* 62/2, 188-208.
- Právetz T., Sipos Gy. 2014: Mederanyag egyenleg változásának vizsgálata hidromorfológiai felmérések segítségével a Maros síksági szakaszán. *Hidrológiai közlöny* 94/2, 35-40.
- Provansal M., Dufour S., Sabatier F., Anthony E.J., Raccasi G., Robresco S. 2014: The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: Hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology* 219, 27-41.
- Rákóczi L. 1989: Vízlepcsők hatása a hordalék- és mederviszonyokra. *Vízügyi közlemények* 71/1, 5-24.
- Rákóczi L. 2000: A Duna-meder sorsa Szap és Szob között. *Vízügyi közlemények* 82/2, 262-284.
- Remenyik B. 2004a: A Dráva-szabályozása a XVIII. századtól a XX. század végéig. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa. ISBN: 963-482-687-3). 1458-1484.
- Remenyik B. 2004b: Vízerművek építése vagy természetvédelem a Dráván. Táj, tér, tervezés. (Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája ISBN: 963-482-687-3).
- Remenyik B. 2005: Adatok a Dráva-szabályozás történetéből. *Hidrológiai Közöly* 85/3, 27-32.
- Rinaldi M., Wyżga B., Surian N. 2005: Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications* 21/7, 805-828.
- Ristić R., Ljujić M., Despotović J., Aleksić V., Radić B., Nikić Z., Milčanović V., Malušević I., Radonjić J. 2013: Reservoir sedimentation and hydrological effects of land use changes-case study of the experimental Dičina river watershed. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 8/1, 91-98.
- Robinson T. W. 1972: The Sino-Soviet Border Dispute: Background, Development, and the March 1969 Clashes. *The American Political Science Review* 66/4, 1175-1202.
- Rosgen D.L. 1994: A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- Sallai Z. 2004: A drávai táj természeti értékei. Mit veszíthetünk a Drávára tervezett horvát erőművel? Nimfea Természetvédelmi Egyesület, Túrkeve, 6-7.
- Sándor A., Kiss T. 2006: A hullámtéri üledék felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közöly* 86/2, 58-62.
- Schmidt J. 2007: Vízerművek a Dráván. *Hidrológiai közöly* 87/1, 19-27.
- Schumm S.A. 1985: Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5-27.

- Schumm S.A., Khan, H.R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. *Geological Society of America Bulletin* 83, 1755-1770.
- Schweitzer F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. *Földrajzi Értesítő* 50/1-4, 63-72.
- Scott M.L., Friedman J.M., Auble G.T. 1996: Fluvial process and the establishment of bottomland trees. *Geomorphology* 14, 327-339.
- Sipos Gy., Kiss T. 2003: Szigetképződés és fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi Közlemények* 85/3, 477-498.
- Sipos Gy. 2004: Medermintázat és zátonyképződés homokos medrű síksági folyószakaszon (Maros 31-50 fkm). Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája, CD-kiadvány ISBN: 963-482-687-3, Szeged.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori (PhD) értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 138.
- Sipos Gy., Kiss T. 2001: Egy szigetrendszer morfordinamikájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. Földrajzi Kutatások 2001. A Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa ISBN:963482544-3.
- Sipos Gy., Kiss T. 2004: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa. ISBN: 963-482-687-3). 1458-1484.
- Sipos Gy., Kiss T. 2006: A medertágulatok szerepe a síksági folyók morfológiai stabilitásában a Maros példáján. III. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, CD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0.
- Siposs V. 2013: Ártéri élőhelyek rehabilitációja a Szabadság-szigeten és mellékágában. In: Kerpely K. és Siposs V. (szerk.): Mellékágak és ártéri élőhelyek nagy folyóink mentén, Konferencia összefoglaló, WWF Magyarország, Mohács, 12-13.
- Somogyi S. (szerk.) 2000: A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai. MTA FKI, Budapest, 302.
- Somogyi S. 1967: Drávamenti-síkság. In: Pécsi M. (szerk.): A dunai Alföld. Akadémiai Kiadó, Budapest, 298-304.
- Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23, 27-36.
- Somogyi S. 1981: Vízföldrajzi viszonyok. In: Pécsi M. (szerk.): A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl). Akadémiai Kiadó, Budapest, 170-180.
- Stegaroiu P. 1999: Vízilésítmények hatása folyók vízjárására. *Hidrológiai közlöny* 79/1, 19-22.
- Stevaux J.C., Martins D.P., Meurer M. 2009: Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. *Geomorphology* 113/3-4, 230-238.
- Stundl K. 1976: A Mura és a Dráva vízminősége. *Hidrológiai Közöny* 56/6, 268-272.
- Surian A. 1999: Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes Landforms* 24/12: 1135-1151.
- Surian N., Rinaldi M. 2003: Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50/4, 307-326.
- Szabó J. 2006: A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J. – Dávid L. (szerk.): Antropogén geomorfológia. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 168-190.
- Szabó M. 2005: Vizes élőhelyek tájökológiai jellemvonásai a Szigetköz példáján. Akadémiai doktori értekezés, Budapest, 164 p.
- Szabó M., Timár G., Győri H. 2004: A csicsói holtág (Alsó-Csallóköz) kialakulása és fejlődése - A tájhasználat és a vizes élőhelyek változásai. *Tájökológiai lapok* 2/2, 267-286.
- Szekeres J. 2003: A Dráva hordalékjárásának vizsgálata a legfrissebb adatok figyelembevételével. Összefoglaló jelentés, Budapest, VITUKI.
- Szilvássy Z. 2004: A huszonnegyedik vízlépcső: Vízlépcsők a Dráván. *Mérnök újság: a Magyar Mérnöki Kamara lapja* 11/3, 6-8.
- T. Mérey, K. 2002: A Dráva a magyar történelemben. *Agrártörténeti szemle = Historia rerum rusticarum* 44/1-2, 195-209.
- Thorne C.R., Abt S.R. 1993: Analysis of riverbank instability due to toe scour and lateral erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 18/9, 835-843.
- Timár G. 2005: Az alluviális folyók alak típusai és a típusok kialakulásának feltételei. Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. *Hidrológiai Közöny* 85/1, 1-10.
- Timár G., Telbisz T. 2005: A meanderező folyók mederváltozása és az alakváltozás sebessége. *Hidrológiai közöny* 85/5, 48-54.
- Tiron D.J., Provansal M., Le Coz J., Duřu F. 2014: Contrasted sediment processes and morphological adjustments in three successive cutoff meanders of the Danube delta. *Geomorphology* 204/1, 154-164.
- Török G.T. 2013: Vegyes szemcseösszetételű folyómedrek numerikus vizsgálata. *Hidrológiai Tájékoztató* 1, 22-24.

- Vandenberghe J., de Moor J.J.W., Spanjaard G. 2012: Natural change and human impact in a present-day fluvial catchment: The Geul River, Southern Netherlands. *Geomorphology* 159-190, 1-14.
- Varga D. 2002: A Dráva-völgyi szakasz rövid vízrajzi jellemzése. In: Iványi I. és Lehmann A. (szerk.): Duna-Dráva Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 126-133.
- Viczián I., Havas Z., Szeberényi J., Balogh J. 2015: Az Óbudai-sziget környezettörténete. in: Csabai Z. (szerk.): Ökonómia és ökológia. Ókor-Történet-Írás (3). L'Harmattan, PTE BTK Ókortörténeti Tanszék, Budapest, 327-344.
- Viczián I., Zatykó Cs. 2011: Geomorphology and environmental history in the Drava valley, near Berzence. *Földrajzi Értesítő – Hungarian Geographical Bulletin* 60/4, 357-377.
- Vízrajzi Évkönyvek (1901-2000): VITUKI Rt. Bp.
- Ward J.V., Tockner K., Edwards P.J., Kollmann J. Bretschko G., Gurnell A. M., Petts G.E., Rossaro B. 1999: A reference river system for the Alps: The Fiume Tagliamento. *Regulated Rivers: Research & Management* 15/1-3, 63-75.
- Wilcock P.R., Kondolf G.M., Matthews W.V., Barta A.F. 1996: Specification of sediment maintenance flows for a large gravel-bed river. *Water Resources Research* 32/9, 2911-2921.
- Williams G.P., Wolman M.G. 1984: Downstream effects of dams on alluvial rivers. US Geological Survey Professional Paper, 1286.
- Wishart D., Warburton J., Bracken L. 2008: Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river: The River Wear, Northern England. *Geomorphology* 94/1-2, 131-152.
- Wyryck J.R. 2005: On the formation of fluvial islands. PhD disszertáció. Oregon State University. 284.
- Wyryck J.R., Klingeman P.C. 2011: Proposed fluvial island classification scheme and its use for river restoration. *River Research and Applications* 27/7, 814-825.
- Xu D., Bai Y., Ma J., Tan Y. 2011: Numerical investigation of long-term planform dynamics and stability of river meandering on fluvial floodplains. *Geomorphology* 132/3-4, 195-207.
- Yuan W., Yin D., Finlayson B., Chen Z. 2012: Assessing the potential for change in the middle Yangtze River channel following impoundment of the Three Gorges Dam. *Geomorphology* 147-148, 27-34.
- Zanoni L., Gurnell A., Drake N. & Surian N., 2008: Island dynamics in a braided river from analysis of historical maps and air photographs. *River Research and Applications* 24/8, 1141-1159.
- Závoczky Sz. 2005: Vízlépcső vagy nemzeti park. *Hidrológiai tájékoztató* 45/1, 35-36.

9. SUMMARY

Rivers have always played an important role in society even if their water level and channel have constantly been evolving. However, the more developed a civilization became, the more powerful they intervened into the life of rivers, and nowadays, as a result, most of the rivers have changed a lot, and they lost their once characteristics natural forms. River and flood controls were primarily carried out for economic purposes (Szabó, 2006), the latter of which was mainly for arable land expansion. In addition, protecting the settlements against floods was also a major factor as floods often caused significant destruction. River regulation includes economic interests related to ship transport as well as hydroelectric power plants that completely change rivers. In addition, the hydrological and morphological characteristics of a river are also influenced by surface water extraction and gravel mining. In my opinion, the most significant anthropogenic-induced changes are those caused by hydroelectric power plants. They are serious obstacles forming a sharp break in the river, so they alter the hydrology of a river to a great extent, and they also disconnect the river system (Brierley and Fryirs, 2005).

The hydro-morphological characteristics of our large rivers are the result of channel regulation and flood control works. From the early 20th century on, river engineering took a new turn, the building of in-channel constructions (revetments and groynes) as well as of hydroelectric power plants and dams marked this period. Rivers were shortened due to the regulation works, so their decline changed resulting in the transformed morphology of the river bed and even the pattern of the river bed (Surian and Rinaldi, 2003). After the HPPs began working, flow regime underwent drastic alteration, while sediment characteristics also changed completely as most of the sediment got trapped in reservoirs. Clean water erosion caused by the lack of sediment induced the intense incision on the lower section of the power plants (Knighton, 1998). Cutting off meanders on the Drava River has already begun at the end of the 1700s, but the regulation work (mainly cut-offs) reached its peak in the 19th century (Ihrig, 1973) when a great number of meanders (62) were cut off between the confluence of the Mura and the Danubian confluence, in which process the length of the river was shortened significantly (György and Burián, 2005). Further regulation occurred in the 20th century, but it was characterised by in-channel construction, and the instalment of hydroelectric power plants in the upper section of the river since the early 1900s. Islands were common in Hungarian rivers before the 19th century river regulation works, but most of them disappeared after the regulations. However, anthropogenic effects may not only destroy islands, they may also cause them to appear again in the channel. A good example of this effect is the islands which have appeared as a result of in-channel constructions, such as groynes, but these islands are more short-lived formations than real islands, for example, not only because they develop more dynamically due to the groynes, but also because they merge with the river bank faster. There are few in-channel constructions in the section between Órtilos and Barcs of the Drava. As a result, there are also such processes (such as island and point bar formation) present which are less characteristic of our other rivers of the similar size (the Danube and the Tisza) due to the greater extent of their regulation.

The main aim of my research is to determine how the Drava reacted to hydro-morphological changes (induced mainly by anthropogenic activities) in 19th and 20th centuries. The aims of my research are as follows:

- How did the flow regime of the Drava change in the past 114 years?
- How did channel parameters change in the Croatian-Hungarian section of the Drava?
- How were the different island types modified: how did their number and area change as a result of various anthropogenic effects occurring in the Drava?

METHODS

In order to analyse the changes having occurred in the morphology of the Drava, it is essential to understand its hydrology, since changes occurring in the flow regime also cause the floodplain, the river channel and the formations in the channel to change. For analysing the temporal changes of hydrology, I used the data of the measuring station of Barcs (154.1 river km): the data series used were daily water levels (from 1901 to 2014) and discharge (from 1960 to 2014). For analysing the spatial changes of water level, I compared the data of the Órtilos measuring station (235.9 river km) with those of the Barcs measuring station. I determined the annual minimum (MRR), mean (MeRR) and the maximum (MaRR) water levels as well as the typical annual minimum (MD), medium (MeD) and the maximum (MaD) discharges. I classified the data series on the basis of major changes in water level (HPPs). By comparing water level and discharge values, the extent of incision can be inferred too. Therefore, I also established what kind of discharge characterized the water levels in each year. In addition, I assessed the numbers of flood days and flood waves as well as flood frequency. I also prepared water level and discharge durability curves which enabled to determine for how long the water levels and the discharges exceeded the given water level and water flow for each period. The annual and monthly water level data conceal the daily "mini floods" originating from the peak-running of the HPPs, so I analysed the daily flow regime too. I not only analysed these data measured at the Barcs water measuring station, but I also compared the Órtilos and Barcs sections, because the measuring stations are situated 82 river km from each other, which may cause the flood waves to attenuate.

In order to determine the long-term changes occurring in the river channel and the islands, I used the 3rd Military Survey ($S = 1: 25,000$) (1878-1882), the Hydrographic Atlas of the Drava ($S = 1: 25,000$) (1966-1968), Croatian topographic maps (1977-1979, $S = 1: 25,000$; 1980-1982, $S = 1: 5,000$; 2003-2006, $S = 1: 25,000$), Google Earth satellite images (2006-2007) and a 2011 Croatian aerial photograph ($S = 1: 5,000$). I divided the Drava section between the Mura and the Danube into 20 separate, 10-km-long units based on the river valley. I divided them into further sub-sections: an upstream sub-section (units 20-15) and downstream sub-section (units 14-1). I geo-corrected the maps and satellite images into the EOVS system by using ArcGIS 10.1, then I drew the bank line of the river channel, the islands, and the sandbars. I defined an island as the form which is surrounded by water and covered with trees and bushes. However, some of these forms transform over time, and the channel beside them becomes narrower and narrower until slowly the island partially or completely melts into the river bank. Since the process is not always obvious, I included (former) islands now linked to the mainland into the research, because they also reflect the dynamics of the river. Even during the research period, the types and location of the islands have changed. In order to follow this process, I classified the islands several different ways. I distinguished two island types based on their origin. Real islands were most likely to have evolved of bars and are smaller in size. Floodplain islands are larger, and they often evolved from artificial and natural meander cut-offs (the latter of which may also be called avulsion) as well as amalgamation of smaller islands/forms. I also classified the islands on the basis of their state of further evolution, in other words, their location compared to the thalweg. Islands in the thalweg divide and divert the thalweg. Osculating islands gradually lose their island character by growing close to the bank or another island, and sooner or later they cease to exist as separate islands. Partially amalgamated islands are either connected to the river bank or to a bigger island. Completely amalgamated islands are almost completely part of the floodplain. I also studied the frequency of the islands by applying a modified version of Wyrck and Klingeman's classification system (2011). Overlapping islands refer to the state when two or more islands are present in the cross-section of a single river channel. Densely located islands refer to the state of having no more than two islands in the cross-section of the river channel

or the distance between the islands situated in the thalweg downstream is less than 10% of the river width. Finally, infrequent islands refer to the state when there is only one island in a certain cross-section of a river, and the distance between the islands situated in the thalweg downstream is greater than 10% of the river width. I also calculated the elongation ratio of the islands present in the river channel, which is the ratio of maximum length (L) and maximum width (W), and which refers to the energy conditions of the river surrounding the island.

I investigated the development of the islands and the meanders in a total of six study areas in detail. For the analysis, I used the cartographic data and satellite images mentioned above, and I also carried out an RTK-GPS survey, a geomorphological mapping, and dendrochronological measurements to corroborate the data. In order to carry out a short-term analysis of the eroding river banks on the outer arc of the meanders, I examined the river banks by using a Topcon HiPer Pro RTK GPS between October, 2011, and January, 2015. I determined amount of eroded beach material (m^3/year) in the different periods as well. Moreover, I prepared cross-sections of several point bar surfaces (also with the Topcon HiPer Pro RTK GPS) perpendicular to their longitudinal axis to determine the development of the elevation characteristics of the surface. I analysed the spatial and temporal evolution of the inner arc of the bends and those of the meanders on the basis of a dendrological survey when I investigated the poplars and willows being present there. The method allows determining the minimum age of a specific surface which enables the researcher to specify the meander development and the rate of island development as well as its spatiality (Everitt, 1968). Tree-boring took place along specified sections. I marked the locations of the trees and the sections with a 60CSx Garmin handheld GPS. I sampled the thickest, therefore probably the oldest trees with an increment borer (at 1 m height each tree) on a given formation, which means a total of 403 trees. I counted the tree-rings by using a LEICA S4E stereo microscope with 6.3 to 30 times magnification. Based on the GPS measurements and the age of the trees, I drew isochrone maps, then I determined the development periods of each surface.

RESULTS

Long-term changes of hydrology

The flow regime of the Croatian-Hungarian part of the Drava, which greatly influences the evolution of the morphology of the river channel, has changed dramatically over the past 114 years, since water levels have decreased significantly. The changes can be closely associated with the modifying effects of the hydroelectric power plants built along the upper section of the river as they influence water retention and water levels to a great extent (Kiss and Andrási, 2011). Even after the first hydroelectric power plant started to work (1918-1941), flow regime changed as a result: the characteristic water levels (62-69 cm) decreased. The durability of the water levels also changed: before 1918, water levels of 263 cm and above were characteristic in the half of the period, from 1918 to 1941, water level sank under 199 cm. In addition, the durability of high water levels lessened, and their levels also declined steadily, becoming more extreme at the same time. After the construction of the most downstream and, at the same time, the last hydroelectric power plant (Donja Dubrava), minimum water levels decreased with 268 cm, mean water levels decreased with 250 cm, and maximum water levels decreased with 199 cm compared to the "HPP-free" times before 1918. The change is clearly visible in data: there was only one year before 1918 (1919: 97 cm) when minimum water level was lower than 100 cm, and mean water level has never exceeded even this rate after 1990 (max. MeWL: 87 cm, 2014).

The impact of the hydroelectric power plants could be well examined in the modification of the floods too, because while there was 349 flooding days (20,5 days/year) in Barcs between 1901 and 1917 according to the water level data, the number of flooding days dropped to a total 307 days between 1918 to 2014 (3,2 days/year). In addition, before the first

Drava hydroelectric power plant started to operate (1918), there used to be 39-day-long flood-waves on the Drava, and flooding also used to occur about every five months, but after the lowest HPP started to work (1989), the length of flood waves significantly reduced (4 days), their occurrence became extremely rare as there is an average of one flood per every 8th year. This change is definitely beneficial in terms of flood risk. However, it also means that the river channel as well as the banks and the in-channel formations (bars, islands) are mainly shaped by the minimum and medium waters. The fact that the floodplain is flooded for shorter and shorter periods, if at all predicts that the floodplain and its biozooenoses are surely going to change because they have to adjust to other life conditions.

Prior to the construction of the Croatian hydroelectric power plants (1970), the average daily range of water level fluctuation was only 10-11cm, which could have been caused by the HPPs that had been operating already on the upper section of the Drava. After the HPPs in Varaždin and Čakovec started to work (in 1975 and 1982 respectively), "mini-floods" appeared. The daily maximum of the range of water level fluctuation was 51 cm in Őrtilos, and 29 cm in Barcs in 1977, which increased to 73 cm and 63 cm respectively in 1984, which was due to the fact that the Čakovec HPP was built 24 km closer to the water level measuring stations than the Varaždin HPP. The most significant differences in daily water levels have occurred after the start of the lowest HPP in Donja Dubrava started to work. Indeed, the average daily range of water level fluctuation in Őrtilos was 62 cm in 1991, while the maximum was 139 cm. In the same period, the average daily range of water level fluctuation in Barcs situated 82 km further downstream was 30 cm, while the maximum was only 104 cm. The evening flood wave measured by the Őrtilos water level measuring station occurs next morning in Barcs, the flood wave attenuates to the half of its original size (an average of 0.24 cm/km), but it is still a significant daily water level fluctuation. These "mini-floods" originating from the peak-running of the HPPs can also modify the sediment transport of the river, and they can also intensify the development of the river banks and the in-channel formations (bars, islands).

The descending water levels are not only the result of water retention, but also of the incision that occurs at the same time, which is shown by the increase of discharge belonging to a certain water level. However, the annual water level trend clearly shows that the water retention effect of hydroelectric power plants was the most significant factor in water level decrease. At the same time, the increased permanence of low water levels caused incision to intensify, which means that descending water levels intensify incision further.

Changes of channel parameters

The drastic fall of water levels foreshadows the transformation of riverbed morphology too. The river channel of the Drava section between the Mura confluence and the Danube confluence was altered significantly, as both the water surface area and the river channel width greatly decreased in the past almost 130 years (Andrási and Kiss, 2013). In the period between 1882 and 2007, the surface water area of the entire study area shrank nearly to the half (from about 9,389 acres to 5,010 acres). Although the shrinkage of the surface water was continuous during the study period, its speed rate was different between the various surveys. While between 1882 and 1968 the rate of water surface area decline was an average of 35 acres/year, its speed doubled for a short period between 1968 and 1979 (63 acres/year). Then it declined a little bit after 1979, but the water surface of the Drava got smaller 24 acres per each year on the section between the Mura and the Danube. Parallel to this, the average width of the river channel also decreased constantly, the Drava channel narrowed to more than the half of its original width between 1882 and 2007. The rate of channel narrowing of the entire length of the study section of the Drava was the lowest in 1882-1968 (an average of 1.8 m/year). The most dynamic narrowing, similarly to the reduction of the surface water area,

marked the years 1968-1979 (3.6 m/year), then it slowed down after 1979 (2.3 m/year), although it still exceeded the rate characterising the first half of the 20th century. These parameters, however, have not only changed in time but also in space, and, as a result, the upper and the lower sections of the river have become more and more uniform.

Between 1888 and 1968, open water surface shrank due to the fact that islands formed by meanders cut-offs amalgamated into the river bank in a great amount. Then, after 1968, open water surface shrinkage and river channel narrowing not only continued, but it even accelerated, which is closely related to the operating hydroelectric power plants and their impact on the descending water levels. Changing flow regime caused the morphology of the river channel to change too, the channel of the Drava significantly narrowed down in the study area by 2007, compared to 1882 state (with 50%), a similar case was also documented by Wilcock et al. (1996) who reported that a dam built on the Trinity River, California, resulted in decreasing discharge and a 20 to 60% narrowing of the river channel, which may also intensify the erosion of the river banks and the river channel forms.

The braiding index decreased continuously after 1968, and the upper section of the river changed the most significantly until 2007, as a narrower and more uniform channel was formed. The lower section did not experience so significant changes as it had always been a narrower channel consisting mainly of one main branch. The most significant changes of sinuosity occurred after the 1882 survey. Indeed, the upper section was characterised by high values in the 1882 survey, because there had been numerous cut-offs on the lower section which straightened the river channel, so that part is characterised by lower values. As the river lost its balance, it sought to restore its previous state. In addition, water level descended which intensified the change of riverbed morphology resulting in the further disturbance of the balance. From the 1965 survey on, numerous units of the lower section were characterised by sinuosity. It is in line with the characteristics of the surface water area, the width of the river channel and the islands since the upper section is wider, and the river channel is divided by lots of islands, while the lower one is characterized by a more typical main channel. The Drava can be defined as a river with wandering pattern on the bases of the braiding and sinuosity indices in the past nearly 130 years.

The slope and the energy of the river increased after the river channel had been straightened by artificial meander cut-offs, and, as a result, the river channel began widening, which simultaneously meant an excess of sediment. The excess sediment was deposited in the widened channel forming bars and islands. Sipos (2006) described the same process characterising the lower section of the Maros after the 19th century cut-offs. The channel of these shorter sections was divided into several branches causing the braiding index to increase. But after 1968, due to the continuously descending water levels, the islands began to "drift" toward each other and the river banks, so, in addition to average decrease of the braiding index, the more pronounced and single-channel thalweg caused the river to start meandering in those units where river engineering did not occur.

Long- and short-term changes of the islands

The number of real islands in the Drava has increased by 26.8% in the past nearly 130 years, while their total area has decreased by 29.5% though not gradually. Most of the islands (21-25 islands/unit) were situated on the upper section of the Drava (units 20-15) each time the upper sections of the Drava (Kiss et al., 2012). The number of real islands located on the lower section (units 14-1) and their total area increased (real islands by 54%, total area by 35%; 5 pieces/unit in 1882, 10 pieces/unit on average in 2007), and they reached their maximum during the 1979 survey. The reason why the area of more islands increased compared to the 1968 situation is due to the fact that the islands merged together because of the sinking water levels, thus, the forms were of greater area. By the 2007 survey, the total

area was reduced because the bigger forms merged with the river banks due to river engineering and water level decrease mainly. But, at the same time, new islands also developed from the bars which process is due to the further sinking water levels and the shadow effect of in-channel constructions as well. The Drava was characterised with a decreasing number of floodplain islands, most of which (32 pieces) was to be found during the 1882 survey. These islands were mainly formed by artificial meander cut-offs when the pilot cut had been made, but, of course, there were natural cut-offs as well. After a while, the side channels surrounding the cut-off islands were filled up with sediment, thus these islands gradually amalgamated into the floodplain further narrowing the river channel.

The number of islands in the thalweg gradually decreased. During the first recording (1882), their number was 65 pieces, which lessened to 41 pieces by 2007. The reduction in the number of islands in the thalweg was due to their growing closer either to each other or to the river bank, then they amalgamated into them which was also enabled by the more and more sinking water level (Kiss and Andrási, 2014). As a result, the number of osculating islands continuously increased (1882: 118 pieces; 2007: 173 pieces). Such islands characterised the upper section mainly, their number was greater here in general, because they could evolve more dynamically in the wider, more divided channel. By being located closer to the hydroelectric power plants, the water level decrease caused by the HPPs was more likely to cause the final inactivity of the side channels on the upper section and the development of osculating islands, therefore the river channel became more unified and morphologically poorer. The number of partially amalgamated islands (1882: 30 pieces; 2007: 52 pcs) also grew during the whole research period. So more and more islands lost their separate island character, and they merged with other forms, which process is closely related to the anthropogenic influences affecting the Drava. It is proven by the last survey the most obviously since it was the period when partially amalgamated island appeared in the greatest number. Unlike any the other island types, completely amalgamated islands characterised the lower section of the Drava River mostly. It can be explained by the fact that this island type consisted of the large forms of earlier cut-offs that had been amalgamated into the river bank by the 1882 survey. Later river engineering works on the lower section of the Drava (groynes and rock piles blocking side channels) a greater number of former islands was connected into the floodplain. It means that the isolated nature of the islands disappears, moreover, the river channel becomes narrower and more unified, the thalweg is more pronounced, and incision increases. Thus, the changes of the islands, and thus that of the channels reflect the transformation of the pattern, which indicates the change of the whole hydro-morphology of the river. This process foreshadows the islands as ecologically valuable habitats become endangered, because while the larger forms amalgamated into the river bank, more and more smaller islands appeared and are likely to appear in the Drava which islands are less resistant to the eroding work of the river.

The formation of islands growing closer to the banks that develop due to the presence of in-channel constructions foreshadows the aggradation of side-channels beside these forms, which also means the further narrowing of the Drava channel. The narrow main channel makes it even more difficult for islands to develop.

Comparing the development of the Drava islands examined in detail to that of the Maros islands (Sipos and Kiss, 2001), it can be concluded that the downstream lower end of the Drava islands is mostly eroded, and their upstream end is built, which is completely the opposite of the Maros islands. No doubt that groynes must play an important role in this process. However, the fundamental reason for the different island development might be that the Drava transports large amounts of gravel bed-load, and when the flowing water reaches the higher bars and islands, it deposits its coarse sediment here (Kiss et al., 2011). The lower section of the Maros is characterised by sand bars, where sand is deposited in the lower end of

the islands' downstream side. The sediment is deposited on the upstream part of the islands on the Drava, the energy of the river increases, and the resulting clean water erosion destroys the lower end of the islands. This is supported by field experience, since the sediment deposited on the upper end of the islands is much coarser than that of their lower ends which forms the bars that are merged to them. In addition, the lower downstream part of the forms is older, and vegetation appeared later on their upper parts. The islands I investigated in detail exhibit a periodic evolution, which evolutionary periods are closely related to the maximum and minimum water periods of the Drava.

Characteristics of meander development

The spatiality of the meander development is indicated by the cross-flows in the inner arch and swales, while its temporality is indicated by the age of the trees taking root on the bars. There were years when arborescent vegetation was dominant on each point bar surface, for example, after 19889, which can be connected to the water-decreasing effect of the Donja Dubrava power plant, but there were other point bar surfaces of considerable area that stabilised during 1994-1998 and 2002-2004. The latter period was also an important phase of island development. In my opinion, before the Čakovec power plant started to operate (1982), the frequent floods and higher mean waters could raise the surface of the point bars, which could also result in meander development. However, after the Čakovec and Donja Dubrava power plants started to work, water level decreased, the dominant process of inner arch evolution and meander development was the stabilisation of the bar surfaces that were not covered by water any more. The dominant forms of point-bar surfaces were the islands which evolved from the highest points of the bar-heads, then they gradually melted into the point-bar surfaces. It is a typical process of island evolution, as islands can only evolve there in a continuously narrowing river channel, where the velocity of the water is lower, so they are farther away from the thalweg.

The amount of eroded material originating from the outer arches of the river changed not only from meander to meander but also from time to time in the same meander. The latter of these was partly due to the amount of the deposited sediment in front of that particular river bank as well as the missing floods and flood protection facilities on the outer arch. The erosion of the outer arch of the upper two meanders investigated only partially are not affected directly by any in-channel river engineering constructions, however, such influences are already present in the meanders of Heresznye and Bolhó affecting bank retreat, and the direction of meander development. Bank erosion was especially intense in 1979-1982, as floods were more frequent these years, and mean and minimum water levels were also higher. It is the minimum and mean water levels as well as the floods caused by the daily HPP-induced water level fluctuation that take part in river bank development nowadays.

On the basis of my results, bank retreat on the Drava is basically determined by the height of the river bank (Kiss and Andrási, 2015). It is well-identifiable in the Heresznye study area as a 520-meter long and 20-22-meter high high-bank runs along the upper downstream part of the outer arch, while a significantly shorter, 850-meter long bank is eroded by the Drava on the lower part of the meander. The evolution of the latter one is more dynamic, because while the high-bank retreated 0.4-1.9 m/year between 1979 and 2014, the erosion of the lower bank section was 1.3-12.9 m/year. The maximum bank retreat also supports this process, because in 2013-2014 the high-bank retreated a maximum of 10.5 meters, while the lower section of the outer arch retreated almost 70 meters. In my opinion, this could be related to the fact that the higher banks are more solid, and their underwashing needs more time, since their erosion is characterised by large blocks falling down, which temporarily stabilise the upper part of the river bank, and bank erosion can only continue when these blocks are transported away (Kiss et al., 2013).

Based on the cross-sections of the point bar surfaces it can be concluded that there are significant height differences between the former bank of the Drava and the currently active youngest point bar head. As these banks were still active in 1979, the slope of the point bar surface indicates an incision process, which is further intensified by the more and more frequent and durable minimum waters caused by water retention.

The uppermost three meanders that I investigated are elongated and bent in downstream direction. It is because the thalweg reaches the lower part of the outer arches in a bigger and bigger angle, moreover, the slower bank retreat in the Heresznye meander intensifies this spatial pattern. However, the Bolhó meander is elongated more upstream, therefore more laterally due to the revetment located in the middle section of the outer arch. Thus, the upper section of outer arch retreats, the meanders becomes more pointed, and if the current development trend goes on, it may even evolve into a complex meander modified by anthropogenic effects.